

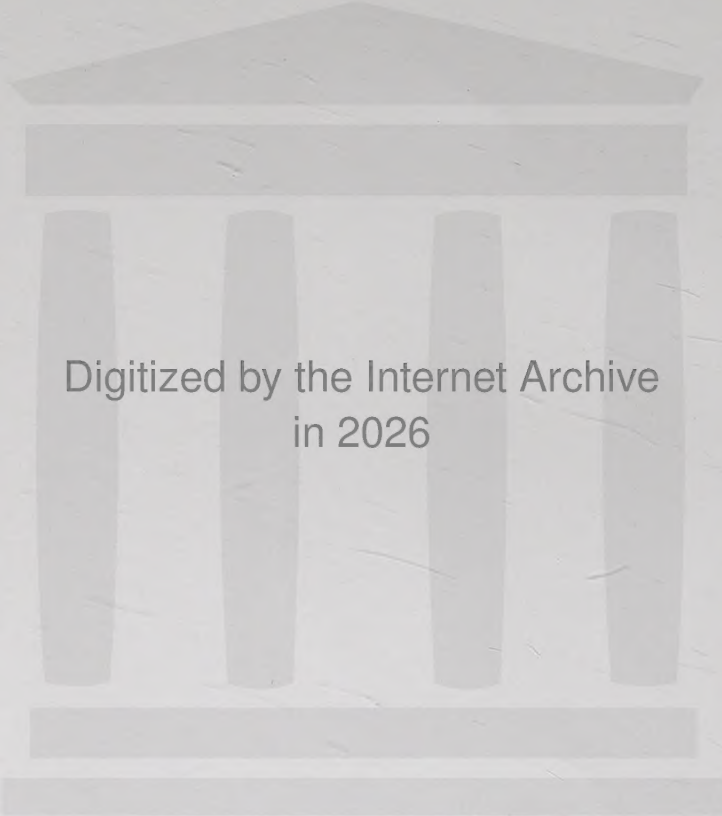
**DIE ANOMALIEN DER SCHWERE
AM SÜDWEST-RAND DES BAYERISCHEN WALDES
UND IHRE INTERPRETATION**

Inaugural - Dissertation zur Erlangung des Doktorgrades
des Fachbereichs Geowissenschaften
der Ludwigs-Maximilians-Universität München

vorgelegt von

Franz Führer

Oktober 1976



Digitized by the Internet Archive
in 2026

https://archive.org/details/IA41555611_0003

**DIE ANOMALIEN DER SCHWERE
AM SÜDWEST - RAND DES BAYERISCHEN WALDES
UND IHRE INTERPRETATION**

Inaugural - Dissertation zur Erlangung des Doktorgrades
des Fachbereichs Geowissenschaften
der Ludwigs-Maximilians-Universität München

vorgelegt von

Franz Führer

Oktober 1976



1. Berichterstatter: Prof. Dr. H. Soffel
 2. Berichterstatter: Prof. Dr. G. Angenheister
- Tag der mündlichen Prüfung: 8. Dezember 1976

Inhaltsverzeichnis

1. Einleitung	3
2. Beschreibung des Meßgebietes	5
3. Grundriß der Geologie Ostbayerns	8
3.1. Das Kristalline Grundgebirge	8
3.2. Die Sedimentauflage	11
3.3. Tektonik	16
4. Bisherige geophysikalische Messungen	26
4.1. Gravimetrie	26
4.2. Seismik	28
4.3. Magnetik	29
4.4. Geoelektrik	30
5. Schweremessungen im Randgebiet des Bayerischen Waldes	33
5.1. Lage der Gravimetrie-Profile	33
5.2. Durchführung der Messungen im Gelände	35
5.3. Gesteinsdichten	38
5.4. Reduktionen	42
5.5. Bearbeitung der Daten und Darstellung der Ergebnisse	51
5.6. Beschreibung der Profile und der Anomalien	52
5.6.1. Profil REGENSBURG	52
5.6.2. Profil WÖRTH	57
5.6.3. Profil STRAUBING	60
5.6.4. Profil DEGGENDORF	63
5.6.5. Profil HENGERSBERG	67
5.6.6. Profil VILSHOFEN	67
5.6.7. Profil GRIESBACH	72
5.6.8. Profil POCKING	75
5.6.9. Profil REGENSTAUF	78
5.6.10. Gemeinsame Betrachtung aller Profile	81
6. Modell-Rechnungen zur Gravimetrie	82
6.1. Allgemeines zu den Modell-Rechnungen	82
6.2. Modell REGENSBURG	85
6.3. Modell WÖRTH	87
6.4. Modell STRAUBING	89
6.5. Modell DEGGENDORF	91
6.6. Modell HENGERSBERG	93
6.7. Modell VILSHOFEN	95
6.8. Modell GRIESBACH	95
6.9. Modell POCKING	98
6.10. Modell REGENSTAUF	100

7. Aeromagnetik	102
8. Diskussion der Ergebnisse	104
9. Zusammenfassung	108
Literaturverzeichnis	110
Danksagung	113
Lebenslauf	114
Anhang (nicht zur Veröffentlichung vorgesehen)	

1. Einleitung

Die Geologie Bayerns wird von drei großen strukturellen Einheiten geprägt, die weithin den Charakter der Landschaft bestimmen und in denen die Erdgeschichte dieses Raumes seit dem späten Präkambrium fast lückenlos überliefert ist (Abb. 1).

Im Nordosten ist es das Alte Gebirge mit seinen kristallinen Gesteinen, das sich von der Landesgrenze bei Passau nach Norden bis in das Gebiet von Hof hineinzieht. Es ist Teil der Böhmisches Masse, dem stabilen Kern Mitteleuropas, der seine letzte große Umgestaltung bei der Variskischen Gebirgsbildung erlebte und seither überwiegend Festland war.

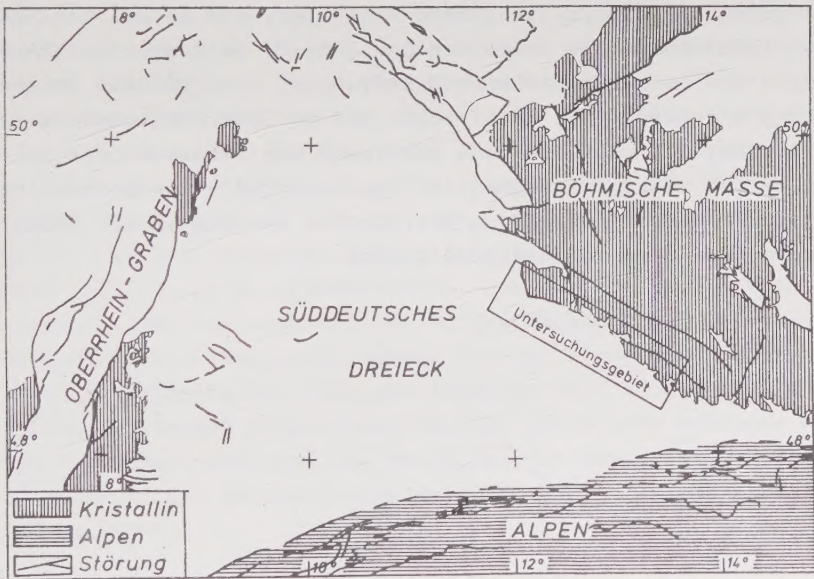


Abb. 1: Großtektonische Einheiten Süddeutschlands (vereinfacht nach der Geologischen Karte von Mitteleuropa 1 : 2 000 000, Hannover 1971)

Im Süden hat Bayern Anteil am jungen Gebirgssystem der Alpen, wo geosynklinale Sedimente des Erdmittelalters insbesondere während der Erdneuzeit verfaltet und zu einem Deckengebirge aufgehäuft wurden.

Der Raum zwischen diesen beiden so verschiedenen Gebirgen ist Teil des Süddeutschen Dreiecks, das während des Mesozoikums überwiegend

Schelfgebiet war und dessen Sedimente heute in Nordbayern zu einem Schichtstufenland gehoben sind, während südlich der Donau noch große Mengen des Abtragungsschutts der Alpen abgelagert wurden.

Die unterschiedlichen Bewegungen dieser drei Großstrukturen während der jüngeren Erdgeschichte führten zur Ausbildung recht bedeutender Störungszonen an ihren Rändern. So begrenzt die Faltenmolasse den alpinotyp durchbewegten Raum gegenüber der ungestörten Vorlandsmolasse, die Verwerfungen an der Fränkischen Linie, dem Donau-Randbruch und einigen kleineren Störungen die Böhmisches Masse gegenüber der Süddeutschen Scholle.

Im Zusammenhang mit diesen Störungen beobachtet man auch mehr oder weniger bedeutende geophysikalische Anomalien, und es ist Ziel dieser Arbeit, insbesondere die Anomalien der Schwere im Gebiet des Donau-Randbruchs und seiner benachbarten Störungen, also im Raum zwischen Regensburg und Passau, zu untersuchen und zu interpretieren. Hierfür wurden entlang von neun Profilen senkrecht zum Streichen der tektonischen Linien die Schwereanomalien gemessen und unter Berücksichtigung der bekannten Daten Modelle von Störkörpern berechnet, mit denen sich die gemessenen Anomalien erklären lassen.

2. Beschreibung des Meßgebietes

Von den drei großräumigen Einheiten Bayerns bestimmen zwei die Oberflächen-Formen des ostbayerischen Raumes: das Kristallin des Alten Gebirges und die Sedimente des süddeutschen Tafellandes.

Das Kristallin-Gebiet bildet ein welliges Mittelgebirge, das von breiten, nordwest-südost streichenden Längstälern und meist schmäleren, am Rand oft tief eingeschnittenen Quertälern gegliedert wird. Das Bergland nördlich der Bodenwöhrer Bucht und der Senke von Cham und Furth im Wald wird als Oberpfälzer Wald bezeichnet, die Gebirgseinheiten südlich davon zusammenfassend als Bayerischer Wald. Dieser wird von der Pfahl-Zone, die als breite morphologische Senke den eigentlichen Quarz-Pfahl zu beiden Seiten begleitet, geteilt, und zwar in den sich südlich davon hinziehenden Vorderen Bayerischen Wald und den nördlich davon gelegenen Gebirgstail, für den sich keine Bezeichnung recht einbürgerte. So wird der Name Böhmerwald auch unterschiedlich verwendet und die etwas unglückliche Bezeichnung Hinterer Bayerischer Wald setzte sich nicht allgemein durch. GÜMBEL (1898) verwendet hierfür unter anderem auch die Bezeichnung Grenzgebirge. Hier erreicht das ostbayerische Kristallin in Arber (1456 m) und Rachel (1453 m) seine größten Höhen. Der Vordere Bayerische Wald ist etwas niedriger und erreicht in seinem höchsten mittleren Teil noch etwa 1100 m (Breitenau-Riegel 1114 m, Hirschenstein 1095 m). In dem als Regensburger Wald bezeichneten West-Teil (westlich der Stallwanger Furche) nehmen etwa 500 bis 600 m hoch gelegene Hochflächen weite Flächenein und auch der östliche, als Passauer Wald bezeichnete Teil (östlich der Hengersberger Tertiärbucht) erreicht nicht mehr die Höhe von 1000 m.

Der Südrand des Bayerischen Waldes zwischen Regensburg und Passau ist auf langen Strecken als eine morphologische Stufe gegen die etwa 300 m hoch gelegene Donau-Ebene ausgebildet. Von dieser aus zerschneiden einige Täler den Kristallin-Rand, und östlich von Straubing greifen mehrere breite, von Sedimenten erfüllte Buchten randlich auf das Kristallin über. Hier ist ein einheitlicher morphologischer Rand nicht zu erkennen, wie man ihn im Westen am Regensburger Wald fast geradlinig verfolgen kann.



Abb. 2: Satellitenaufnahme des Untersuchungsgebietes, aufgenommen am 6. Aug. 1975 von LANDSAT 2 im sichtbaren Licht von 0,6 - 0,7 μ (NASA-Photo, zur Verfügung gestellt von der Zentralstelle für Geophotogrammetrie und Fernerkundung, München)



Abb. 3: Übersichtskarte des Meßgebietes

Die Donau fließt am Südrand des Bayerischen Waldes von seiner Süd-west-Ecke bei Regensburg, wobei sie ihm mal näherkommt, mal weiter entfernt davon verläuft, dabei jedoch bis wenige Kilometer vor Vilshofen kristalline Gesteine nur nördlich des Flusses anstehen. Eine Ausnahme hiervon bildet lediglich der Natternberg südwestlich von Deggendorf, dessen Kristallin sich wie eine Insel aus der quartären Ebene südlich der Donau erhebt. Ab Pleinting, etwa 5 km stromaufwärts von Vilshofen gelegen, fließt die Donau bis weit nach Österreich hinein durch das Kristallin. Das hier südlich des Flusses anstehende Grundgebirge bildet auf bayerischem Boden jedoch kein größeres zusammenhängendes Kristallin-Gebiet, sondern wird nach Süden zu bald von Sedimenten verdeckt, wobei eine einheitliche Grenze nicht zu erkennen ist. Hier im östlichen Vorland des Bayerischen Waldes sind im Sedimentgebiet die Höhendifferenzen maximal gleich 200 m, während sie wenig weiter westlich maximal nur 100 m sind, meist jedoch weniger als 50 m. Die bis zu 10 km breite Donau-Ebene hat fast keine Höhenunterschiede und ist nur schwach geneigt. So nimmt die Höhe von Regensburg (328 m ü. NN) bis zum Eintritt der Donau in das Kristallin bei Pleinting (305 m ü. NN), also auf einer Entfernung von über 80 km in der Luftlinie, nur um etwa 25 m ab. Bei Passau befindet sich der mittlere Wasserspiegel der Donau bei 291 m über NN. Sie verliert also auf der 15 km langen Strecke durch das Kristallin ebenfalls nur sehr wenig an Höhe. So geringe Höhenunterschiede des Geländes sind für die gravimetrischen Messungen und die Reduktionen sehr günstig.

3. Grundriß der Geologie Ostbayerns

3.1. Das kristalline Grundgebirge

Die älteste Gebirgsbildung, die in Mitteleuropa bisher nachgewiesen werden konnte, ist die assyntische Orogenese gegen Ende des Präkambriums (Jungalgonkium), von der auch die Böhmisches Masse erfaßt wurde und die besonders in ihrem Kern durch starke Faltung und Diskordanz erkennbar ist. Aber auch im Oberpfälzer Wald konnten die Auswirkungen dieser Orogenese nachgewiesen werden (FISCHER 1957), ebenso im Schwarzwald und den Vogesen (DORN 1960). Die kaledonische Gebirgsbildung, von der im Altpaläozoikum der Norden Europas betroffen wurde, war in der Böhmisches Masse wohl nicht wirksam oder ihre Spuren sind heute nicht mehr zu erkennen. Die letzte Orogenese in diesem

Gebiet war die variskische Gebirgsbildung (*curia variscorum* = Hof in Nordbayern), die überwiegend während des Karbon wirksam war und den gesamten mitteleuropäischen Raum von der norddeutschen Senke bis zu den Alpen und vom französischen Zentralmassiv bis zu den Karpaten erfaßte, aber auch in Westeuropa sowie in anderen Teilen der Erde nachzuweisen ist. Auf Grund von petrographischen und geologischen Unterschieden läßt sich das dabei entstandene variskische Gebirge in Mitteleuropa in verschiedene Zonen unterteilen (Abb. 4).

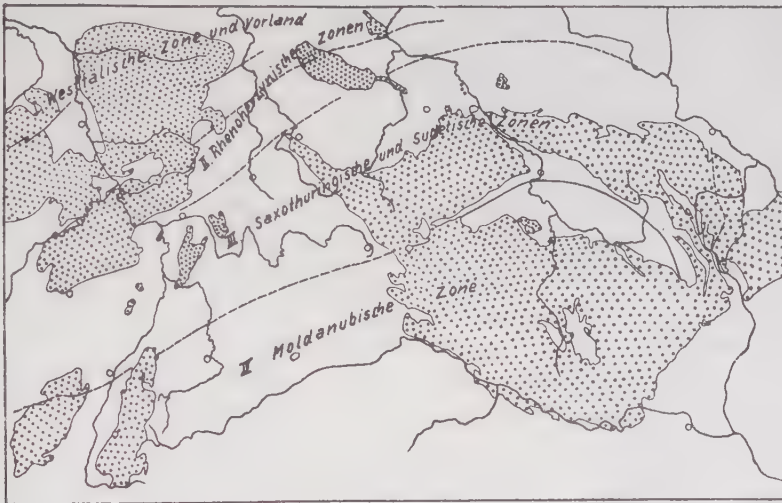


Abb. 4: Gliederung des variskischen Gebirges in Mitteleuropa
(Nach KOSSMAT aus DORN 1960)

Die wichtigsten hiervon sind von Süden nach Norden gehend: Moldanubikum, Saxothuringikum, Rhenoharzynikum und die Subvariskische Saumsenke. In dieser Richtung erfolgte auch das Fortschreiten der orogenen Bewegungen. Bayern hat dabei Anteil an den beiden südlichen Zonen, dem Saxothuringikum (benannt nach den wichtigen Verbreitungsgebieten Sachsen und Thüringen) sowie dem Moldanubikum (benannt nach den Flüssen Moldau und Donau in diesem Gebiet). Die Grenze zwischen beiden verläuft etwa südwest-nordost, in Ostbayern etwa entlang der Linie Marienbad - Tirschenreuth, und biegt im westlichen Oberpfälzer Wald etwas nach Süden aus (TEUSCHER 1964). Außer in der Böhmisches Masse stehen Gesteine des Moldanubikums auch im Schwarzwald sowie in den südlichen Vogesen an der Oberfläche an. Dazwischen wird es durch die Sedimente der Süddeutschen Scholle verdeckt, konnte aber durch verschiedene Tiefbohrungen nachgewiesen werden.

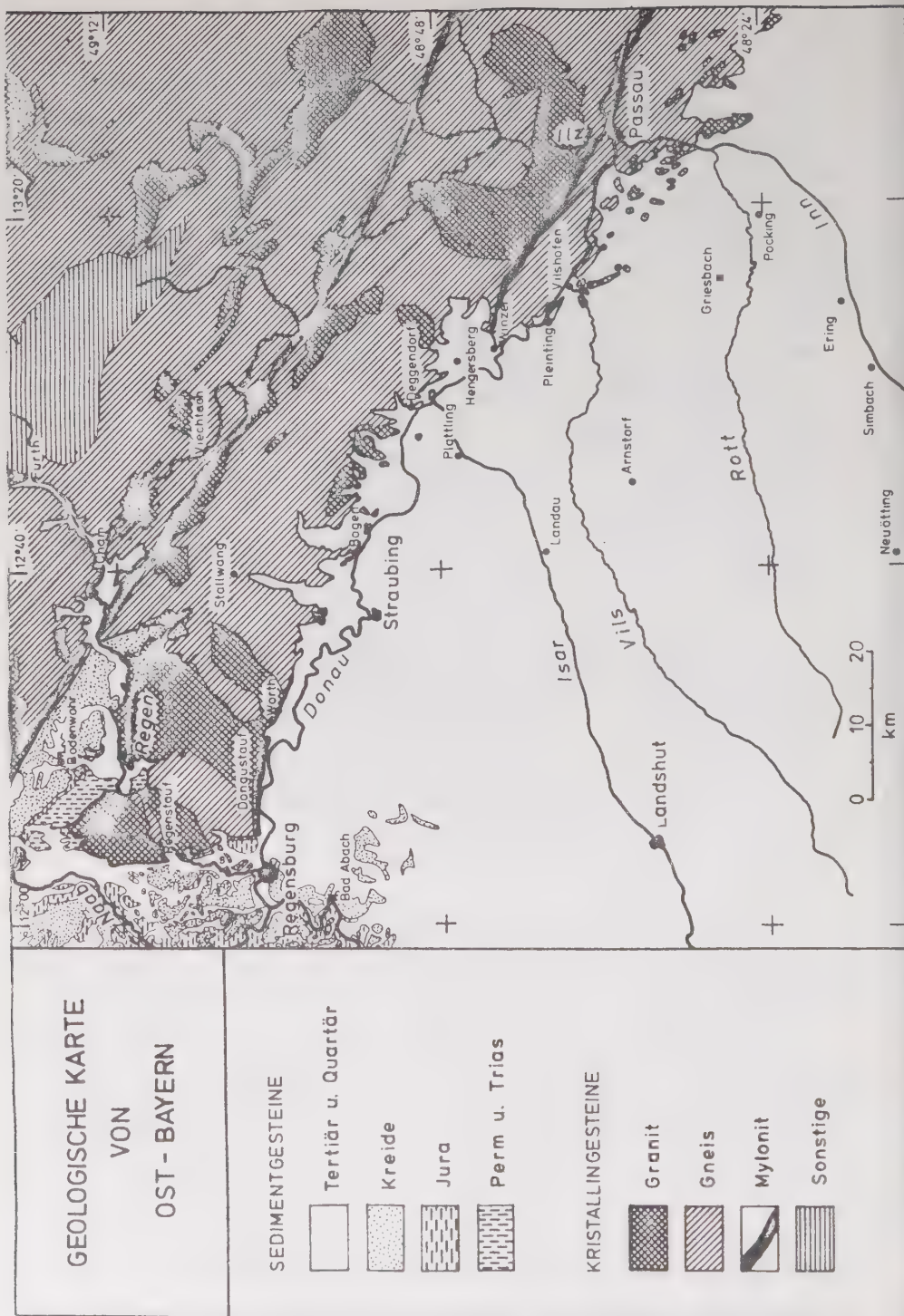


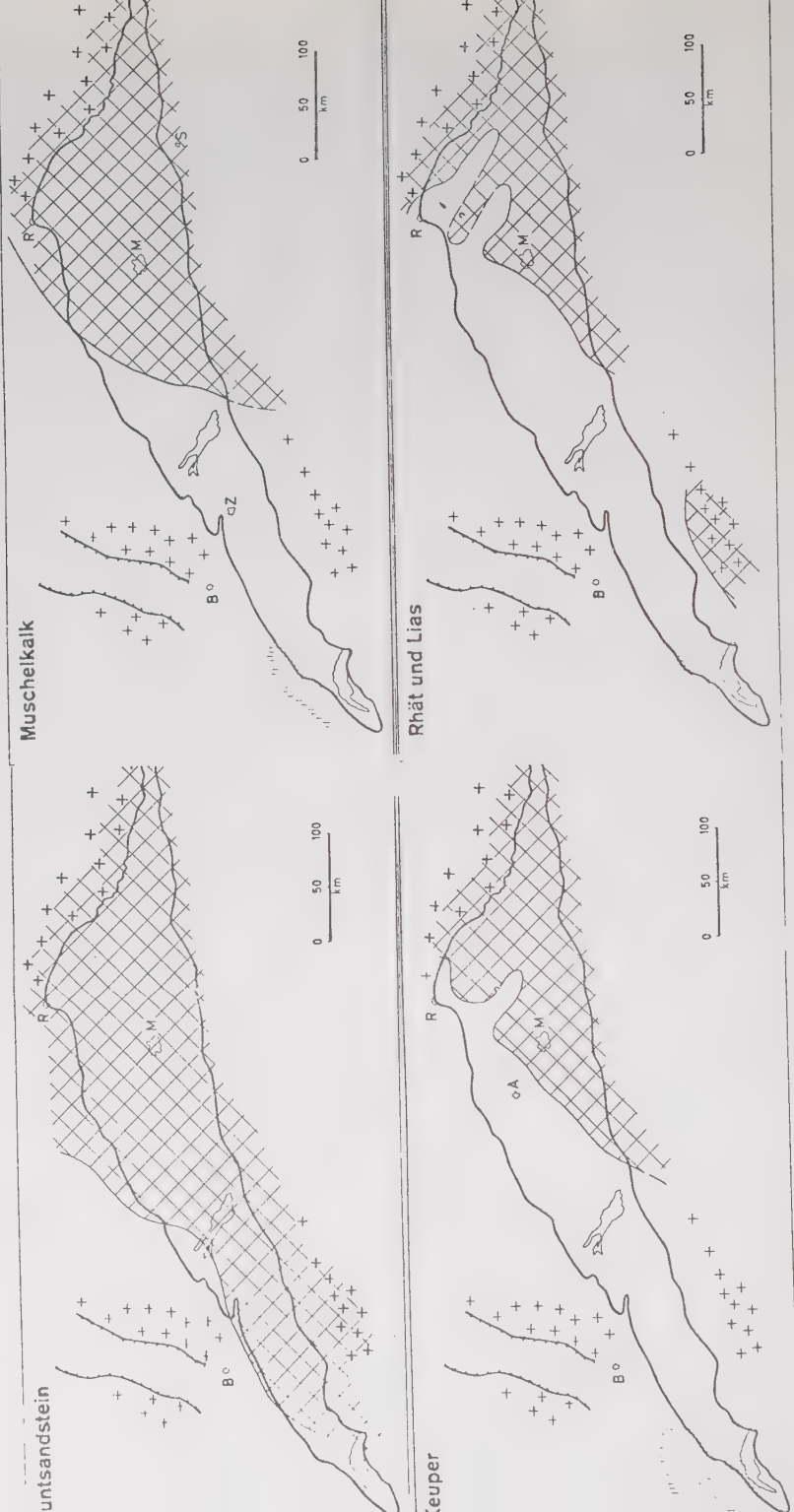
Abb. 5: Geologische Karte von Ostbayern (vereinfacht nach der Geologischen Karte von Bayern 1 : 500 000, München 1964)

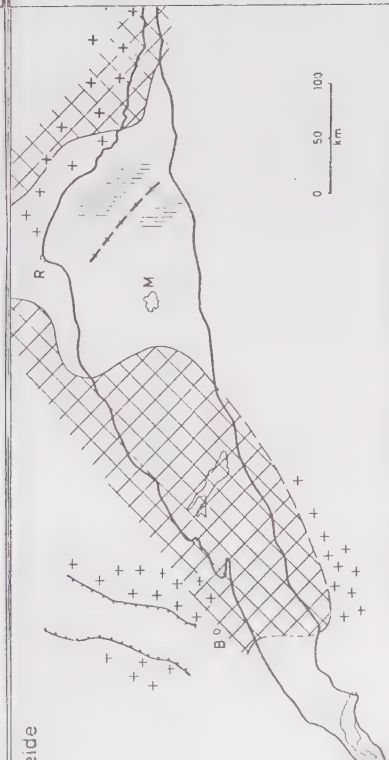
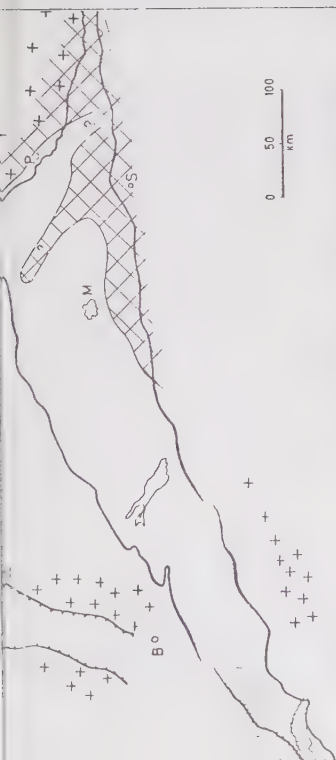
Auch beim Einschlag des Ries-Meteoriten wurden Teile davon zur Oberfläche befördert. Wie die Gesteine des Moldanubikums sind saxothuringische Gesteine nicht nur in Nordost-Bayern, sondern auch im Westen, im Spessart, im Odenwald und in den nördlichen Vogesen aufgeschlossen und auch hier konnte durch Bohrungen die Verbindung dazwischen nachgewiesen werden (WEINELT 1964). Es handelt sich überwiegend um kambrische und silurische Gesteine, die mehr oder weniger stark metamorph überprägt wurden, sowie um meist saure Tiefengesteine. Die Gesteine des Moldanubikums weisen den stärksten Grad der Metamorphose auf und bildeten daher wohl das Kerngebiet des variskischen Orogens. Weit verbreitet sind katazonale Gneise und Granite. Wahrscheinlich lag dieser Kern schon vor der variskischen Gebirgsbildung als konsolidierter Block vor, der in den heute angeschnittenen tiefen Zonen während der variskischen Orogenese stark durchwärmt wurde, wobei es zur Bildung der hochmetamorphen Gneise kam und Teile davon sogar völlig aufgeschmolzen wurden, die dann synorogen bis postorogen in höhere Stockwerke intrudierten (TEUSCHER 1964). Vor allem die postkinematischen Granite bilden große Plutone. Die meisten Gneise des bayerischen Anteils am Moldanubikum sind Paragneise, das heißt, sie entstanden aus Sedimenten, wahrscheinlich aus ehemals mächtigen sandig-tonigen Schichtfolgen mit eingelagerten Kalken und Arkosen (BAUBERGER 1964). Allgemein wird präkambrisches Alter dieser Sedimente angenommen. Möglicherweise handelt es sich um Äquivalente des böhmischen Algonkiums (STRUNZ 1953); sie könnten aber auch noch älter sein (näheres siehe TROLL 1967).

3.2. Die Sedimentauflage

Das variskische Gebirge, das in seiner Ausdehnung die heutigen Alpen weit übertraf, jedoch wahrscheinlich nie den Charakter eines solchen Hochgebirges erreichte, wurde nach dem Abklingen der gebirgsbildenden Vorgänge im Perm wieder eingeebnet und bildete ein relativ flaches Kontinentalgebiet, in dem mehrere ziemlich schmale Tröge den Abtragungsschutt aufnahmen. Im bayerischen Raum sind hiervon vor allem die Rotliegend-Sedimente von Saale-Trog, Oos-Stockheim-Trog, Naab-Trog und des kleinen Vorkommens von Donaustauf erhalten (Einzelheiten bei CRAMER 1964a). Die Art der Sedimente ist dabei abhängig von der Zusammensetzung der Gesteine in den umgebenden Abtragungsgebieten und von den klimatischen Bedingungen, die von feuchtwarm zu trocken wechselten. Es überwiegen aber weitaus die klastischen Sedimente (Sandsteine, Arkosen, Konglomerate, Fanglomerate).

Abb. 6: Paläogeographische Entwicklung
Süddeutschlands seit dem Perm
(aus LEMCKE 1973)





Gebiete ohne Sedimentation

Heutige Kristalline Gebiete, während der betr. Formation ohne Sedimentdecke

Heutige Kristalline Gebiete, während der betr. Formation mit Sedimentdecke (die auch ganz oder teilweise aus älteren Gesteinen bestehen kann)



Heutige Randbrüche des Rheintalgrabens

Heutiges Landshut-Neutöttinger Hoch

Gebiete stärkerer Senkung
(auf Fig. 1 = mutmaßliche Permokarbondatation)

A = Augsburg, B = Basel, L = Lyon, M = München, P = Passau, R = Regensburg, S = Salzburg, Z = Zürich.

Während des Zechstein erreichte das von Norden eindringende Meer den nordwest-bayerischen Raum und hinterließ dort marine Ablagerungen. Süd- und Ostbayern blieben zu dieser Zeit noch festländisch, doch wurden auch diese Gebiete in der weiteren Entwicklung während Trias und Jura schrittweise überflutet.

Im Buntsandstein weitete sich das germanische Meer aus, besonders nach Südwesten in das Gebiet des heutigen Rheingrabens und darüber hinaus (Abb. 6). Es erreichte mit seinem Ostrand gerade noch das heutige Molasse-Becken (nordöstlich des Bodensees) und reichte weiter im Nordosten in die Bodnawörhrer Bucht. Die Sedimentation erfolgte hauptsächlich aus dem Südwesten, vom Gallischen Land, aber auch vom Vindelizischen Land im Südosten. Wegen der lateritischen Verwitterung auf den Hochgebieten kam es im Germanischen Becken insbesondere zum Absatz von bunten Sandsteinen.

Das Muschelkalk-Meer weitete sich in Südbayern nach Osten bis etwa zur Iller aus und reichte wie während des Buntsandsteins in die Bodnawörhrer Bucht, griff wohl auch auf die nördliche Böhmsche Masse über (Oberpfälzer Wald). Sedimentiert wurden hauptsächlich Kalke und Mergel, die in Küstennähe häufig sandig werden.

Im Keuper setzte sich die Ausweitung des Triasbeckens fort und das Meer erreichte etwa im mittleren Keuper das Gebiet des Vorderen Bayerischen Waldes. Die Küstenlinie dürfte etwa vom Südost-Ende der Bodnawörhrer Bucht zwischen Roding und Michelsneukirchen in Richtung Eggenmühl - Neufahrn, 20 - 30 km südlich Regensburg verlaufen sein (BAUBERGER e.a. 1969). Die Sedimente aus dieser Zeit sind in diesem Gebiet Sandsteine (Blasensandstein, Burgsandstein) und Tone (Feuerletten). Nach LEMCKE (1973) ist es möglich, daß das heutige Landshut-Neuöttinger Hoch, das als kristallines Hochgebiet unter der Molasse erbohrt wurde, sich bereits im Keuper bemerkbar machte und als Halbinsel in den nach Südosten gerichteten Golf des Trias- und Jura-Meeres ragte.

Während Rhät (Oberer Keuper) und Lias scheint sich das Meer vom Bayerischen Wald etwas zurückgezogen zu haben, drang jedoch südlich davon etwa entlang der heutigen Donau-Ebene weiter nach Südosten fast bis zum Inn vor, wobei es zur Bildung sehr variabler Ablagerungen

kam (Mergel, Sandsteine, Kalke).

Auch im Dogger konnte das Meer weiter vordringen und es kam zur Bildung der "Regensburger Straße", einer Meeresverbindung nach Polen. Hierdurch wurde das restliche Vindelizische Land im Süden endgültig von der Böhmisches Masse durch ein Meer getrennt. Im südlichen Vorland des Bayerischen Waldes wurden Tonmergel, Sandsteine und Kalksandsteine abgelagert.

Während des Malm kam es dann zu einer der bedeutendsten Transgressionen der Erdgeschichte in Mitteleuropa, wobei die im Buntsandstein begonnene Überflutung des Vindelizischen Landes abgeschlossen wurde und das Meer von Westen her randlich auch auf die Böhmisches Masse übergreifen konnte. In dieser Zeit kam es in Süddeutschland zur Bildung der bekannten Weißjura-Kalke. Im südlichen Vorland des Bayerischen Waldes ist ihre Mächtigkeit dabei deutlich größer als die aller bisher abgelagerten Sedimente zusammen. Am Ende des Malm zog sich das Meer jedoch aus weiten Teilen Mitteleuropas wieder zurück, so daß fast ganz Süddeutschland, ausgenommen das Alpengebiet, wieder Land wurde.

Während der nun folgenden beinahe 50 Millionen Jahre der Unterkreide war Ostbayern Festland und damit Abtragungsgebiet. Erst in der Oberkreide erfolgte erneut eine Transgression, diesmal aus dem Südosten, aus dem Meer der Tethys. Bei seiner größten Ausdehnung reichte das Oberkreide-Becken nach Westen etwa bis zur Linie München-Bamberg. Seine Nordost-Küste, die im Verlauf der einzelnen Stufen der Kreide wechselte, ist auf größeren Abschnitten auf der Böhmisches Masse nur zu vermuten, da diese seither stark gehoben wurde und fast alle Ablagerungen der damaligen Zeit inzwischen wieder abgetragen wurden. Wahrscheinlich waren der Vordere Bayerische Wald vollständig bis etwa zur Pfahl-Linie und zeitweise auch der westliche Oberpfälzer Wald überflutet. Heute anstehende Ablagerungen dieser Zeit sind im wesentlichen auf das Gebiet zwischen Frankensjura und den Randstörungen der Böhmisches Masse beschränkt (Abb. 5). Südwestlich des Vorderen Bayerischen Waldes tauchen die damals abgelagerten Mergel und Sandsteine unter die jüngeren Sedimente des Molasse-Beckens. Das Zentrum der Senkungen lag im südöstlichen Niederbayern, wo etwa 1000 m Oberkreide-Sedimente erhalten blieben.

Am Ende der Kreide zog sich das Meer wieder nach Süden zurück und blieb im Tertiär auf das Gebiet südlich der Donau beschränkt. In diesem Raum waren die Vorgänge von da an eng mit der Entwicklung der Alpen verknüpft. Das Alpen-Vorland wurde zur Vortiefe des werdenden Orogens umgestaltet und nahm dessen Abtragungsschutt auf. Das Milieu, in dem die Ablagerung stattfand, wechselte mehrfach zwischen marin und limnisch-fluviatil, je nachdem ob die Auffüllung des Molasse-Beckens mit der Senkung des Untergrundes Schritt halten konnte oder nicht. Auf Grund dieser Umstände sind die Sedimente im Einzelnen auch sehr variabel, doch überwiegen allgemein lockere, wenig verfestigte Sande, Mergel und Kiese. Unmittelbar am Rand des Moldanubischen Grundgebirges wurden im Jungtertiär, bedingt durch diese spezielle Lage, etwas andere Sedimente (Liegendtertiär, Braunkohlentertiär, Hangendtertiär) abgelagert als im übrigen Alpenvorland, jedoch unterscheiden sie sich nicht grundsätzlich von den oben erwähnten.

Durch die Hebungsvorgänge am Ende des Tertiärs wurde auch das Alpenvorland wieder zum Abtragungsgebiet. Daher kam es im Quartär lediglich durch die speziellen Umstände in Folge der eiszeitlichen Vorgänge und in Flußtälern zu nennenswerter Sedimentation. Die von der Donau am Rand des Bayerischen Waldes abgelagerten Kiese sind nur etwa 10 m mächtig.

Bohrungen im Vorland des Bayerischen Waldes (Abb. 7 und Tab. 1) ergaben Sedimentmächtigkeiten von insgesamt etwa 500 m östlich Regensburg (Bohrung Barbing 1), über 800 m bei Straubing (Bohrung Unterharthof und Parkstetten), 1356 m östlich Osterhofen (Bohrung Osterhofen 1) und über 1400 m noch weiter im Südosten (Bohrung Birnbach 1, Schwaib 3). Bei der Bohrung Birnbach 3 wurde der Malm ganz durchbohrt, und sie befand sich deshalb bei einer Endtiefe von 1618 m nur wenige Meter über der Kristallinoberfläche.

(Abschnitt 3.2. im wesentlichen nach LEMCKE 1973, SCHMIDT 1972, sowie den Erläuterungen zur Geologischen Karte von Bayern 1 : 500 000, 1964)

3.3. Tektonik

Die innere Unterteilung des Bayerischen Waldes sowie seine Begrenzung gegen das Vorland sind die Folge von tektonischen Bewegungen an zum

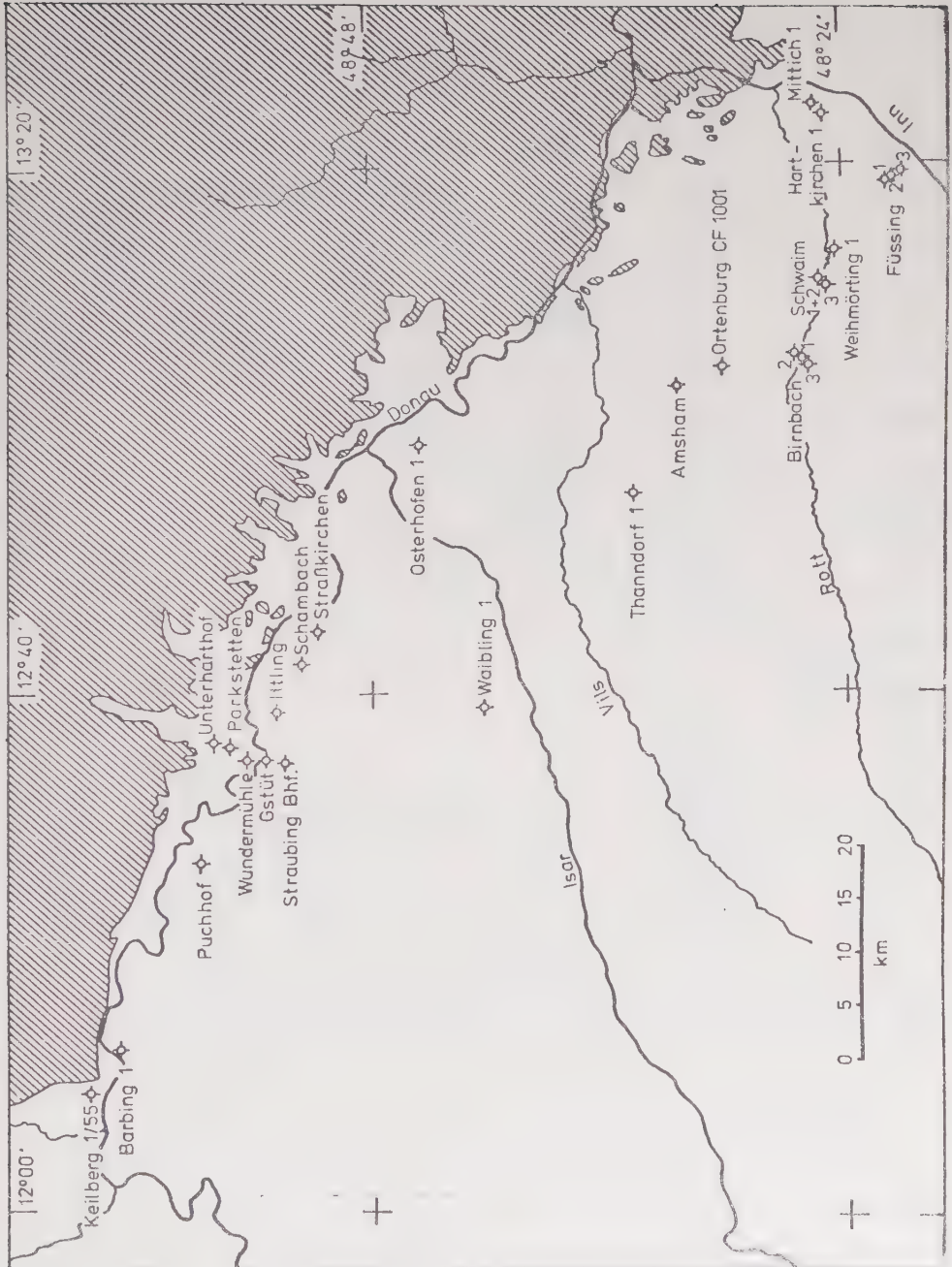


Abb. 7: Lage wichtiger Bohrungen im Vorland des Bayerischen Waldes
(nach Angaben des Bayer. Geologischen Landesamtes)

Name	Ansatzhöhe	Endtiefe	Oberkante von				Kristallin
			Tertiär	Kreide	Jura	Trias	
Barbing 1	328,50	477,80	7,00	50,00	217,6	473,95	--
Birnbach 1	357,00	1408,90	11,50	423,80	1398,00	--	--
Birnbach 3	350,00	1618,00	Malm wurde ganz durchbohrt				--
Füssing 1	324,50	1142,30	8,40	561,50	915,00	--	1095,00
Füssing 2	323,00	978,80	4,00	581,5	971,00	--	--
Füssing 3	322,00	1060,60	7,70	613,00	1046,10	--	--
Gstüt	317,00	126,50	7,90	--	--	--	--
Hartkirchen 1	313,30	148,30	8,00	--	--	--	136,40
Ittling	320,00	146,45	7,60	135,10?	--	--	135,10?
Keilberg 1/55	360,00	278,30	--	--	1,00	268,80	--
Mittich	306,00	153,80	6,50	--	--	--	140,--
Osterhofen 1	317,50	1400,00	?	?	?	--	1356,00
Parkstetten	316,00	?	10,90	515,00	--	--	--
Puchhof	?	?	3,00	--	--	--	--
Schambach	315,00	107,30	5,30	--	--	--	104,20?
Schwaim 1	338,00	?	?	?	?	--	673,00
Schwaim 3	338,00	?	bei 1399 noch im Malm				--
Thanndorf 1	?	1019,00		345,00	720,00	?	1004
Unterharthof	320,00	?	10,50	697,00	--	--	--
Waibling	350,00	752,00	?	?	?	?	743,70
Weilmörting	390,00	941,50	11,40	558,50	--	--	--
Wundermühle	317,00	?	4,80	?	?	--	--

Tab.1: Die wichtigsten Bohrungen im Vorland des Bayerischen Waldes

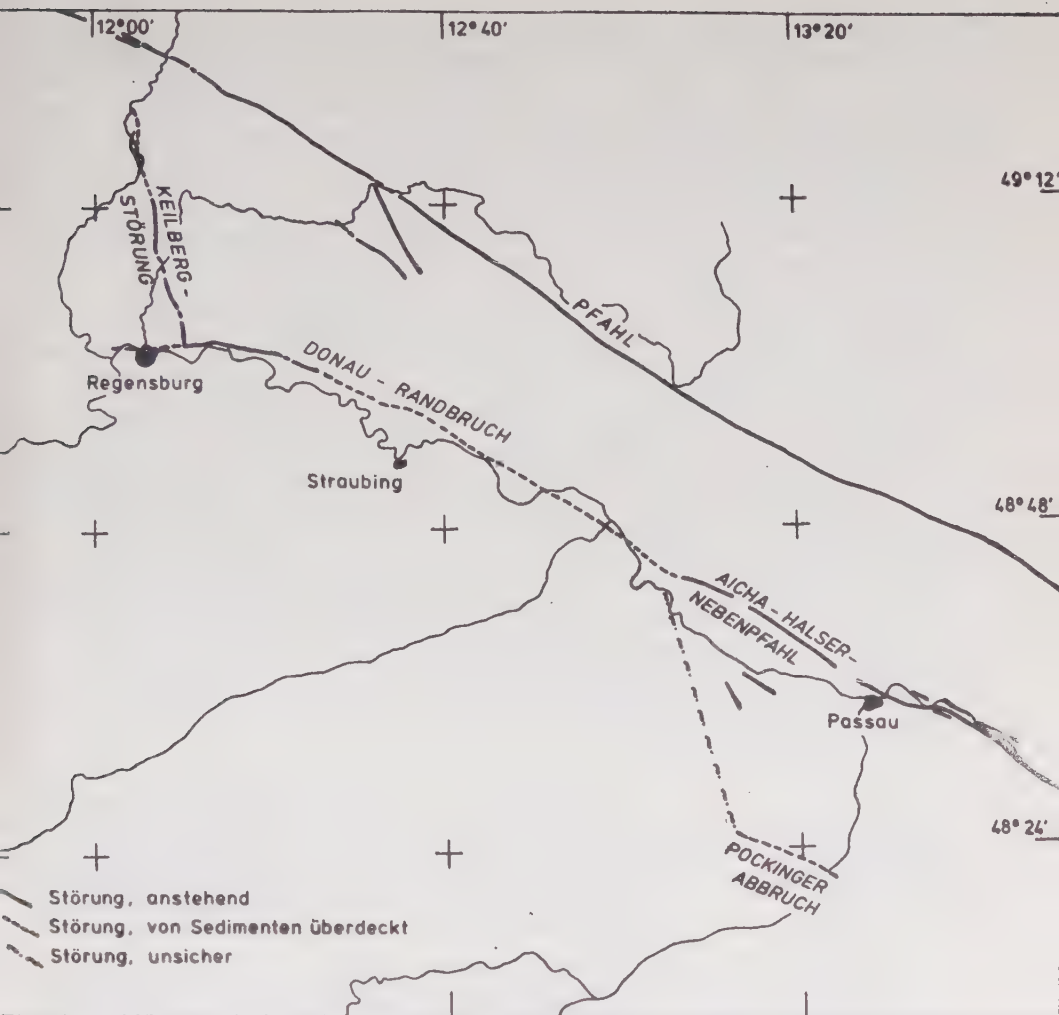


Abb. 8: Tektonische Störungen in Ostbayern (ergänzt nach der Geologischen Karte von Bayern 1 : 500 000, München 1964)

Teil recht bedeutenden Störungen. Die wichtigste im Inneren des kristallinen Grundgebirges ist die Pfahl-Linie, die Vorderen und Hinteren Bayerischen Wald trennt und in ihrem weiteren Verlauf den Oberpfälzer Wald gegen die Bodenwöhrer Bucht begrenzt. Der Pfahl selbst ist in der Landschaft als eine von der Verwitterung herauspräparierte Quarzrippe zu erkennen, die in herzynischer Streichrichtung von Schwarzenfeld am Südrand des Oberpfälzer Waldes bis Freyung nördlich von Passau (etwa 140 km) reicht. Sie wird begleitet von mehreren hundert Metern mächtigen Zerrüttungszonen, in denen die Mylonite und Blastomylonite (Pfahl-Schiefer) Belege für die intensive Beanspruchung der Gesteine sind. Die Anlage dieser Störungszone reicht sicher bis ins Karbon zurück, da an ihr variskische Granite aufdrangen (TROLL 1967, DORN 1960). Möglicherweise ist sie noch älter. Den Graniten folgten hydrothermale Lösungen, und so muß der Pfahl heute als das freigelegte tiefere Stockwerk eines hydrothermalen Quarzganges verstanden werden. Die tektonische Verformung des Quarzes sowie die Senkungen in der Bodenwöhrer Bucht (Kreide) zeigen, daß auch seither noch Bewegungen an dieser Störung stattfanden, wahrscheinlich sowohl in vertikaler, als auch in horizontaler Richtung. Einige sogenannte "Nebenpfähle" liegen zu beiden Seiten der Hauptstörungslinie.

Weiter südlich, in einer Entfernung von etwa 25 km, verläuft parallel zum Pfahl als eine weitere bedeutsame Störung der Donau-Randbruch (Abb. 8). Er läßt sich auf Grund zweier Merkmale erkennen. Zum einen bildet er insbesondere im Westen, am Regensburger Wald, die südliche Begrenzung des anstehenden Kristallins, da die abgesenkte südliche Scholle von den jungen Sedimenten bedeckt ist. Zum anderen führten die tektonischen Bewegungen zu Mylonit-Bildungen, welche in einer Breite von mehreren hundert Metern im Anstehenden den Donau-Randbruch begleiten. Die Ausdehnung dieser Gesteine weist darauf hin, daß es sich nicht um eine einzige Störung, sondern vielmehr um eine Störungszone handelt. GÜMBEL (1868 und 1894) nennt diese Gesteine Winzergesteine. Diese Bezeichnung wie der Ortsname Winzer (nordöstlich von Osterhofen) ist auf den Weinbau zurück zu führen, der an diesen klimatisch begünstigten Südhängen des Bayerischen Waldes noch während der zweiten Hälfte des vorigen Jahrhunderts betrieben wurde (z.B. RADLKOFER 1863). An der Erdoberfläche läßt sich der Donau-Randbruch

verfolgen vom Mesozoikum westlich von Regensburg (Regensburg-Deuerlinger Störungszone bei BAUBERGER e.a. 1969) entlang des morphologischen Südrandes des Regensburger Waldes nach Osten zunächst etwa bis Bogen. Von da an werden die Randbruch-Mylonite bis zur Ortschaft Winzer von den jungen Sedimenten der Tertiärbuchten fast völlig verhüllt und stehen dazwischen nur noch am Natternberg und bei Niederalteich zu Tage an.

Das Alter der Mylonit-Bildung reicht wohl zurück bis in die Zeit der variskischen Gebirgsbildung. Die Bewegungen, die dann in mehreren Phasen im wesentlichen im Tertiär erfolgten (z.B. CRAMER 1964 b) und zur heutigen Ausbildung des Donau-Randbruchs führten, erfolgten wieder an dieser alten Schwächezone. Die Ansichten über die Form der tektonischen Grenze zwischen Kristallin und Sedimenten unter der Erdoberfläche gehen auseinander. Manche Autoren (z.B. TILLMANN 1964, siehe Abb. 9) denken an eine Art steil stehender Aufschiebung. Also eine Form, die durch in horizontaler Richtung überwiegend einengende Bewegungen erzeugt wurde, was zum Beispiel durch die Ausbildung von Juravorkommen am Helmberg bei Münster (nördlich Straubing) unterstützt wird, die nach v. AMMON (1875) zum Teil erheblich verfaltet sind. Andererseits spricht z.B. POMPECKJ (1901) von einer "Donauspalte", was auf überwiegend horizontale Dehnungen hinweist, die etwa zu einer Abschiebung, möglicherweise einem Staffelbruch führten (z.B. TROLL 1960).

Die Oberflächenform des Südrandes des Bayerischen Waldes ist zum großen Teil auf die erosive Ausgestaltung der tektonisch vorgeprägten Linien zurückzuführen (z.B. CRAMER 1964 b).

In unmittelbarer Fortsetzung der Donau-Randstörung, in derselben Streichrichtung, zieht ab Winzer eine Störung in das Kristallin über Aicha vorm Wald und Hals (nördlich Passau) (Aicha-Halser-Nebenpfahl in der Karte zu TROLL, 1967). Das südlich dieser Störungszone anstehende Kristallin wird von tektonischen Störungen durchzogen, die teils parallel dazu, teils mehr Nord-Süd, etwa in der Richtung der Keilberg-Störung (s.u.) streichen. So folgt die Donau ab Pleinting bis nach Österreich immer wieder solchen tektonisch vorgezeichneten Linien. Das Kristallin-Gebiet südlich der Donau, im Anstehenden auf bayerischen Gebiet als Neuburger Wald, in Österreich als Sauwald bezeichnet, hat nach Süden und Westen keine deutliche Grenze. Man beobachtet vielmehr

eine langsame Überdeckung des Kristallins mit Sedimenten, zwischen denen stellenweise Gneise und Granite bis zu einer Entfernung von 10 km südlich der Donau anstehen. Die Bohrungen Mittich 1 und Hartkirchen 1 (Abb. 7), die beide Kristallin in einer Tiefe von nur etwa 140 m angetroffen haben, zeigen, daß auch einige Kilometer weiter nach Süden die Sedimentüberdeckung noch sehr geringmächtig ist. Erst bei Füssing wurde die Kristallinoberfläche in größerer Tiefe angetroffen (Bohrung Füssing 1: Granit in 1095,0 m Tiefe). NATHAN (1949) bezeichnet dieses Abtauchen der Kristallinoberfläche als Pockinger Abbruch und faßt ihn als die nach Süden versetzte Fortsetzung des Donau-Randbruchs auf. Während NATHAN (1949) den Abbruch in Form weniger großer Stufen darstellt (Abb. 10), lösen ihn

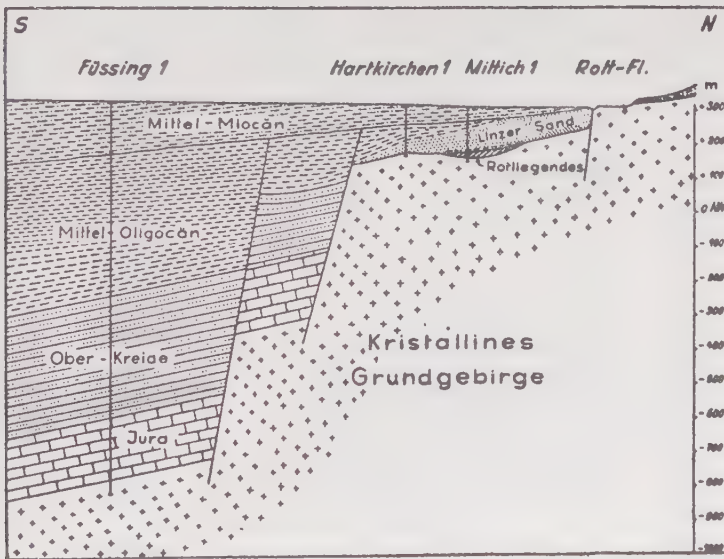


Abb. 10: Der Pockinger Abbruch nach NATHAN (1949)

GUDDEN und ZIEGLER (1965) in eine größere Anzahl kleinerer Stufen auf (Abb. 11). Dies hauptsächlich auf Grund von weiteren Daten der Bohrungen Füssing 2 und 3.

Wo sich die westliche Begrenzung dieser südlich der Donau gelegenen Kristallin-Hochscholle befindet und wie sie ausgebildet ist, ist bisher noch kaum bekannt. Möglicherweise handelt es sich um eine sehr steil stehende Störung, wie die Bohrungen Schwaim 1 und 3

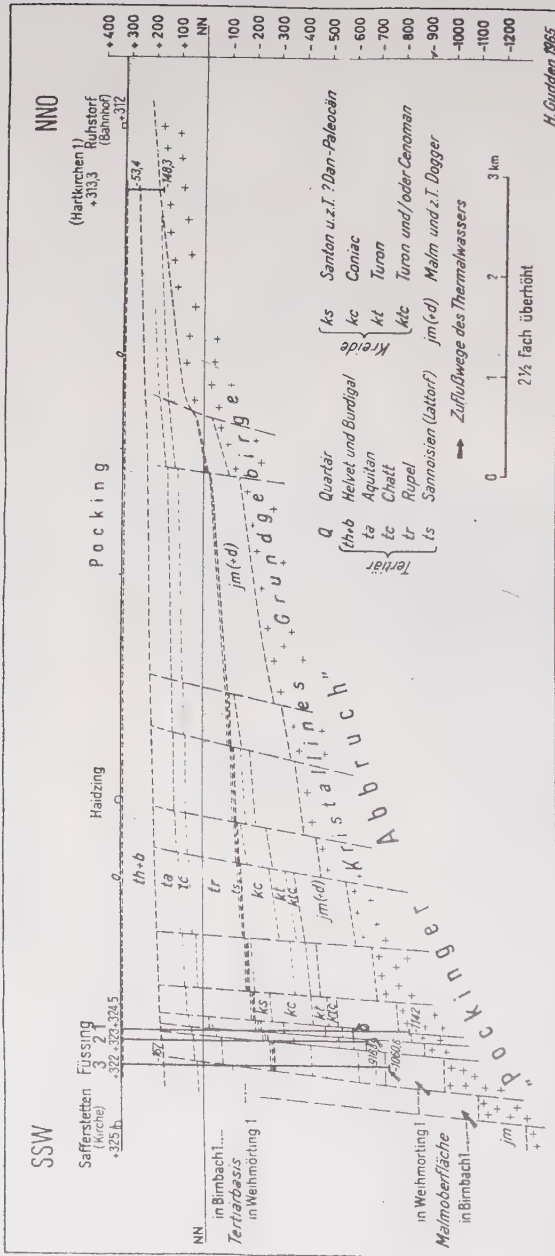


Abb. 11: Querschnitt durch den Pockinger Abbruch nach GUDDEN u.

(bei Griesbach im Rottal) vermuten lassen, die wohl mehr oder weniger zufällig gerade diesen West-Rand erfaßten. So traf die Bohrung Schwaime 1 in 673 - 713 m Tiefe zersetztes, darunter festes Kristallin an, während die nur etwa 700 m südwestlich davon gelegene Bohrung Schwaime 3 sich bei 1399 m noch im Malm befand, also der Höhenunterschied der Kristallin-Oberfläche mehr als 726 m beträgt. Es ist zu vermuten, daß dieser Westrand der kristallinen Hochscholle von dort etwa nach Osterhofen oder Pleinting an der Donau verläuft.

Den Westrand des Bayerischen Waldes bildet die Keilberg-Störung. Sie streicht vom Keilberg bei Regensburg um etwa 10° nach Westen von der Nord-Süd-Richtung abweichend (eggische Richtung), über Regenstauf nach Teublitz und wird von da an von den Sedimenten der Bodenwöhrer Bucht verdeckt, ist aber noch bis zum Pittersberg nördlich von Schwandorf zu verfolgen (TILLMANN 1968). Ihre Sprunghöhe ist am größten im Süden und nimmt nach Norden zu ab. An dieser Störung wurden bei der Hebung des Bayerischen Waldes die mesozoischen Schichten des westlichen Vorlandes mit hochgeschleppt, teilweise sogar überkippt. Parallel zur Keilberg-Hauptstörung verlaufen mehrere Sekundärstörungen bis zu 2 km, meist aber nur 500 m westlich davon. Aber auch östlich davon, im Kristallin, lassen sich rupturelle Beanspruchungen beobachten (BAUBERGER und CRAMER 1961).

Die mesozoischen Sedimente der Bodenwöhrer Bucht liegen flach auf dem Kristallin des nördlichen Regensburger Waldes und grenzen im Norden an der Pfahl-Störung steil an den Oberpfälzer Wald. Anscheinend ist der Regensburger Wald eine zwischen Pfahl und Donau-Randbruch antithetisch rotierte Scholle (FISCHER 1959).

Zusammenfassend betrachtet, wird der ostbayerische Raum von verschiedenen tektonischen Störungen in ein Schollenmosaik gegliedert, wobei Bewegungen während des Tertiärs an variskischen oder noch älteren Schwächezonen stattfanden. Diese jüngeren Bewegungen sind großräumig wohl in Zusammenhang mit der alpidischen Orogenese zu sehen, wobei entlang von mehreren großen Störungszonen (Pfahl, Donau-Randbruch) das kristalline Grundgebirge der Böhmisches Masse zum Molasse-Becken, der Vorsenke des Alpen-Orogens, abtaucht. Wahrscheinlich kann man den

steilen Südrand des Landshut-Neuöttinger Hochs als eine weitere solche Stufe betrachten, die aber ganz unter den Schuttmassen der Alpen begraben liegt (Abb. 11). Das herzynische Streichen dieser Störungen und der in gleicher Richtung streichende Südwest-Rand der osteuropäischen Tafel sind in ihrer auffallenden Übereinstimmung wohl sicherlich nicht rein zufällig und weisen auf größere geologische Zusammenhänge von gesamt-europäischem Ausmaß hin.

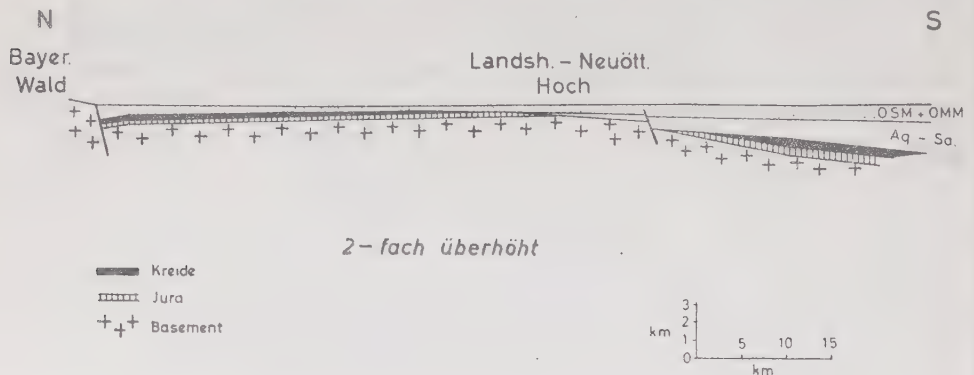


Abb. 11: Profilschnitt durch das Landshut-Neuöttinger Hoch (etwa auf der Linie Straubing-Ampfing). - Aq. = Aquitan, Sa. = Sannois. (Aus: LEMCKE 1973)

4. Bisherige geophysikalische Messungen

4.1. Gravimetrie

In den Jahren 1936 - 45 wurde das deutsche Alpenvorland gravimetrisch vermessen und die Ergebnisse in einer Karte der Schwerestörungen veröffentlicht (CLOSS u. HAHN 1957). Diese Karte erfaßt randlich auch einen Großteil des hier zu betrachtenden Gebietes, reicht jedoch nach Norden nicht mehr ganz bis Regensburg. Wie der Karte zu entnehmen ist, war der Punktabstand zwischen den Meßpunkten bei der damaligen Vermessung in diesem Gebiet etwa gleich 3 - 5 km, was jedoch für die hier angestrebten detaillierteren Untersuchungen zu groß ist. Trotzdem war diese Karte sehr hilfreich bei der Anlage der Profile. Wie aus

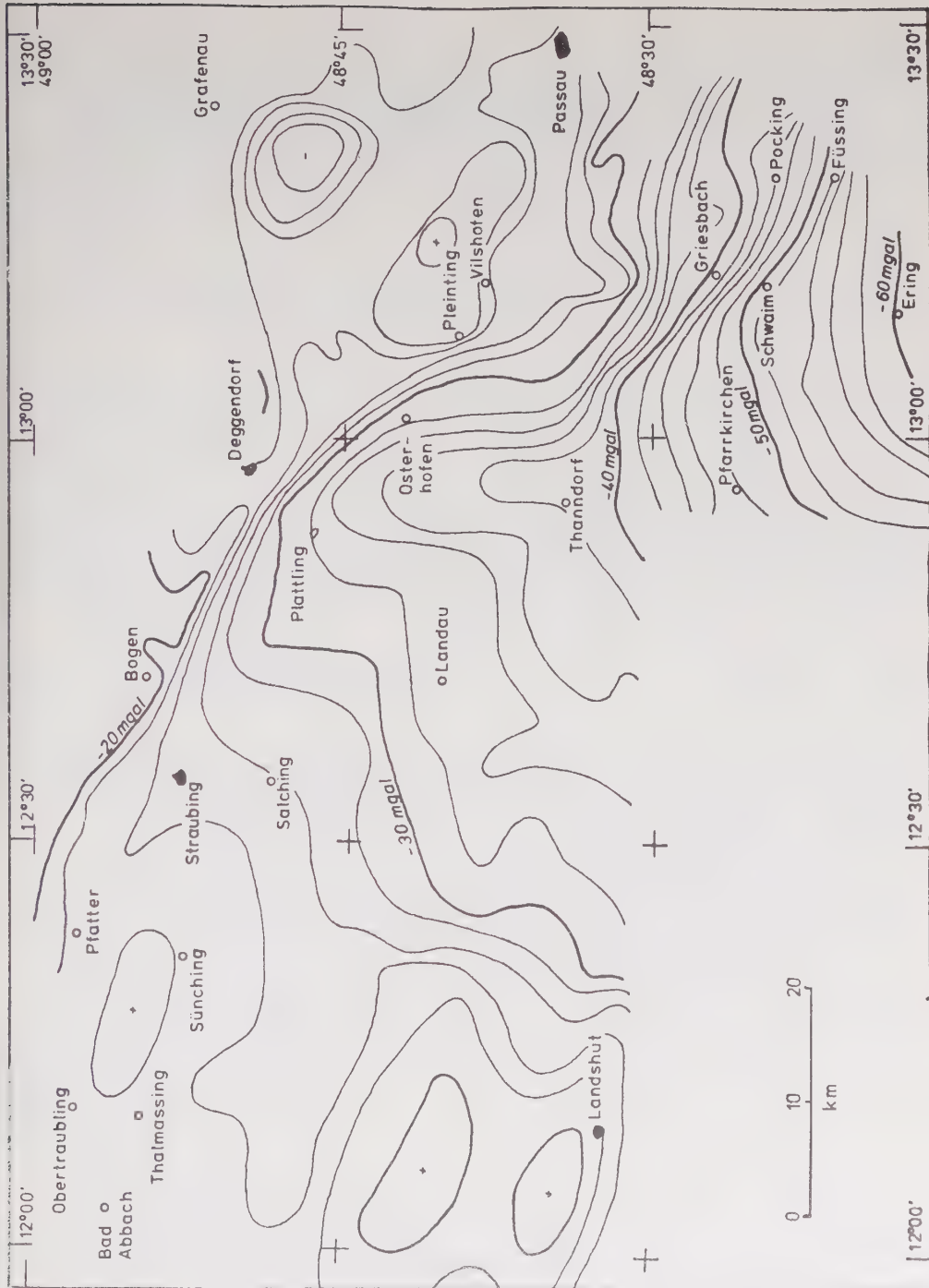


Abb. 13: Ausschnitt aus der Karte der Schwerestörungen des deutschen Alpenvorlandes (vereinfacht nach CLOSS u. HAHN 1957)

dem in Abb. 13 dargestellten vereinfachten Ausschnitt zu erkennen ist, folgen die Isanomalen vom Gebiet nordwestlich Straubing bis etwa Osterhofen recht gut der Streichrichtung des Donau-Randbruchs. Weiter im Südosten biegen sie nach Süden aus, schwenken dann jedoch wieder auf die ursprüngliche Streichrichtung ein. Bei der allgemeinen Abnahme der Bouguer-Schwere im Alpenvorland in Richtung auf die Alpen machen sich negative Anomalien durch das Ausbiegen der Isanomalen nach Norden bemerkbar, z.B. im Gebiet südlich Plattling nach Deggendorf, positive Anomalien durch ein Ausbiegen der Isanomalen nach Süden.

Im Jahr 1973 wurden vom Verfasser entlang zweier Profile bei Pocking und bei Deggendorf Schweremessungen mit einem Punktabstand von weniger als 100 m durchgeführt (FÜHRER 1974; FÜHRER und SOFFEL 1975). Zu diesen Profilen wurden die Freiluft- und Bouguer-Anomalie berechnet und diese durch Modellrechnungen an zwei-dimensionalen Störkörpern interpretiert. Diese Profile wurden im Rahmen dieser Dissertation nochmals durchgerechnet und werden in Abschnitt 5.6. und 6. eingehend behandelt.

4.2. Seismik

Die Bayerische Mineral-Industrie AG ließ im Jahre 1938 seismische Untersuchungen im Gebiet des Pockinger Abbruchs durchführen. Diese deuteten (GUDDEN u. ZIEGLER 1965) auf ein flaches Einfallen der Kristallin-Oberfläche nach SW (ca. 2°) im Untergrund nördlich von Pocking und ein etwas steileres ($9 - 10^\circ$) südwestlich davon. Von den in den letzten 15 Jahren vermessenen großen refraktions-seismischen Profilen liegen einige im Gebiet des Bayerischen Waldes. Es sind dies das Profil Eschenlohe-Lam (PRODEHL 1965), das Profil Eschenlohe-Böhmischbruck (GIESE 1968) und der Südteil des Internationalen Profils VII (MILLER u. GEBRANDE 1976). Diese Profile sind in ihrer Anlage hauptsächlich auf die Erfassung der großräumigen Strukturen der Erdkruste ausgerichtet und liefern über kleinere Eigenheiten nur wenig Information. Man erkennt jedoch z.B. bei den Modellen, die sich bei der Auswertung der Messungen für das Internationale Profil VII ergaben (Abb. 14), wie die Mächtigkeit der Molasse vom Rand des Kristallins (etwa bei km 80) nach Süden zunimmt. Die Kristallin-Oberfläche entspricht der Linie, an der die Geschwindigkeit

der p-Wellen sprunghaft von 4,6 auf 5,8 km/sec zunimmt. Was die tieferen Strukturen betrifft, so ergab sich, daß die Gesamtmächtigkeit der Kruste unter dem Bayerischen Wald (maximal etwa 35 km

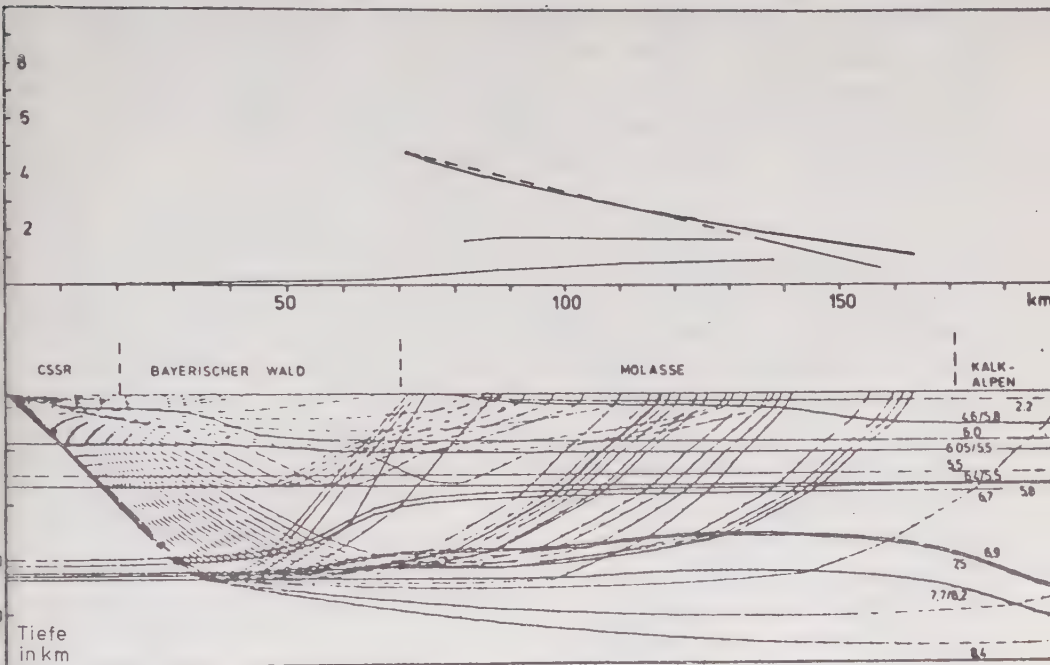


Abb. 14: Seismisches Modell für den Südtteil des Internationalen Profils VII (nach MILLER u. GEBRANDE 1976). Dargestellt sind Linien gleicher Ausbreitungsgeschwindigkeiten der p-Wellen mit Zahlenangaben in km/sec, die Strahlen der seismischen Wellen, sowie die berechneten Einsatzzeiten in einer mit 6 km/sec reduzierten Darstellung

größer ist als unter der Molasse (hier minimal etwa 32 km) (MILLER u. GEBRANDE 1976). Vergleichbare Werte ergeben sich auch aus einem Tiefenlinien-Plan der Mohorovicic-Diskontinuität bei GIESE u. STEIN (1971, S. 261).

4.3. Magnetik

Während der Jahre 1967 und 1968 wurde das Gebiet der Bundesrepublik Deutschland im Auftrag der Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe aeromagnetisch vermessen. Die Ergebnisse wurden in Karten des Maßstabs 1 : 100 000 sowie in einer Karte im Maßstab 1 : 1 000 000

dargestellt. Im Gebiet des Bayerischen Waldes und seiner Umgebung betrug die Flughöhe 1000 bzw. 1500 m über NN, also etwa 700 - 1200 m über der Geländeoberfläche. Es ergaben sich dabei in seinen Randgebieten und im Vorland nur sehr geringe und weiträumige Anomalien. Ein Zusammenhang zwischen diesen Anomalien und den tektonischen Störungen des Donau-Randbruch-Systems läßt sich nicht erkennen, jedoch soll auf die Ergebnisse der Aeromagnetik weiter unten (Abschnitt 7.) nochmals eingegangen werden.

Von Angehörigen des Geophysikalischen Observatoriums und des Instituts für Allgemeine und Angewandte Geophysik der Universität München wurde von 1958 bis 1973 entlang verschiedener Profile das Erdmagnetfeld vermessen (ANGENHEISTER 1963 und 1974). Drei dieser Profile verlaufen auch durch das Kristallingebiet des Bayerischen Waldes. Es sind dies (Abb. 15 und 16) Profil VIII (Tirschenreuth - Au i.d. Hallertau), Profil IX (Lam-Haar) und Profil X (Eschenlohe-Bischofsreuth). Der Rand des Kristallins macht sich jedoch bei keinem dieser Profile in einer Anomalie bemerkbar. Im Gegenteil, die beiden leicht positiven Anomalien der Total-Intensität (20 bzw. 60 γ) der Profile IX und X, die 10 bis 20 km südlich des Kristallin-Randes beginnen, sind ohne Unterbrechung nach Norden ins Kristallin zu verfolgen, wobei im Mittel lediglich eine ganz allmähliche Abnahme zu erkennen ist (vgl. Abschnitt 7.).

4.4. Geoelektrik

Im Jahr 1963 wurden von Mitarbeitern des Instituts für Allgemeine und Angewandte Geophysik der Universität München auf einem Nord-Süd-Profil von Bayerischen Wald (bei Wörth a.d. Donau) bis zu den Alpen magneto-tellurische Messungen durchgeführt (SENGPIEL 1964). Da die Messungen mehr als Test für diese Methode bestimmt waren, ergaben sich bei der Auswertung keine neuen unerwarteten Ergebnisse.

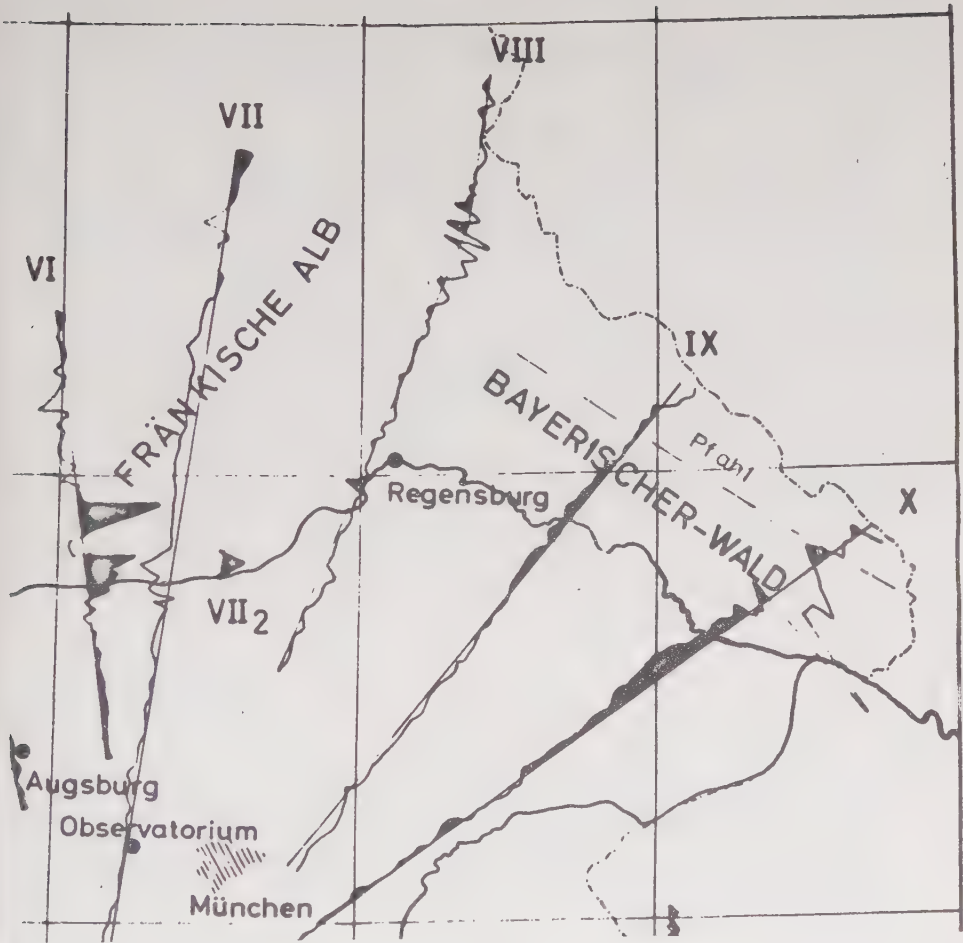
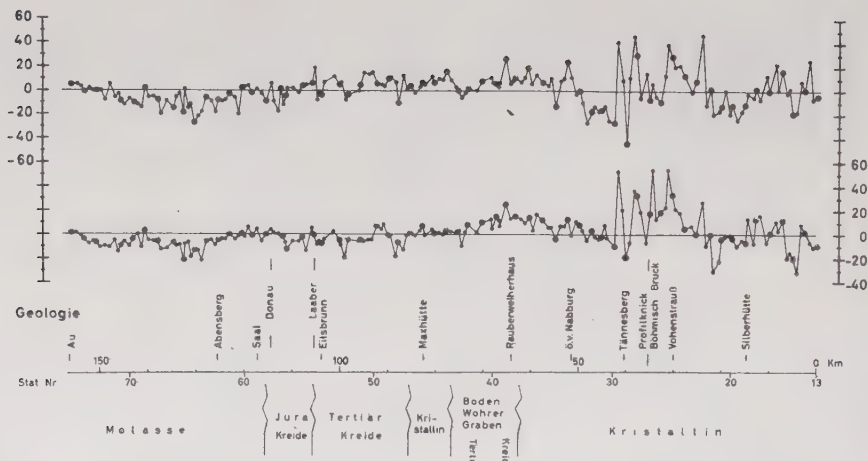


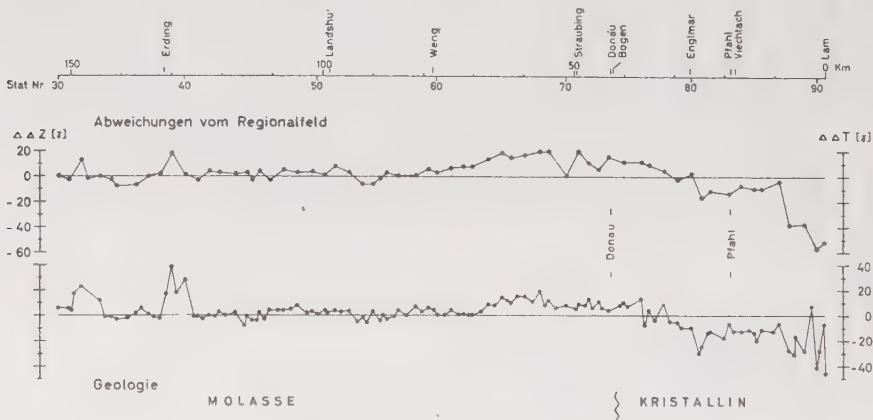
Abb. 15: Lage der Magnetik-Profile VIII, IX, X (nach ANGENHEISTER 1963 u. 1974)

$\Delta\Delta Z [s]$ Abweichungen vom Regionalfeld

$\Delta\Delta T [s]$



Profil IX



Profil X

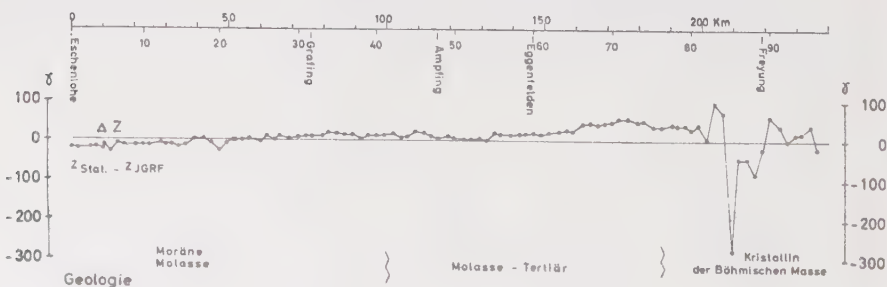


Abb. 16: Die Anomalien des Erdmagnetfeldes entlang der Profile VIII, IX, X (nach ANGENSEISTER 1963 u. 1974)

5. Schweremessungen im Randgebiet des Bayerischen Waldes

5.1. Lage der Gravimetrie-Profile

Zur Untersuchung der tektonischen Strukturen an den Rändern des Bayerischen Waldes und der damit verbundenen geophysikalischen Anomalien wurden von Mitarbeitern des Instituts für Allgemeine und Angewandte Geophysik der Universität München in den Jahren 1973 bis 1976 in den Randgebieten des Vorderen Bayerischen Waldes umfangreiche Schweremessungen durchgeführt. Die Messungen erfolgten entlang von insgesamt neun Profilen jeweils etwa senkrecht zum Streichen der tektonischen Störungen, wo deren Verlauf an der Oberfläche zu erkennen ist. Wo dies nicht der Fall ist, wurden die Profile etwa senkrecht zu dem zu erwartenden Streichen der Störungen angelegt. Dabei wurde von der Annahme ausgegangen, daß die Isanomalien der Bouguer-Schwere aus der Karte von CLOSS und HAHN (1957) auch an diesen Stellen ungefähr dem Streichen der tektonischen Linien folgen, wie dies an den bekannten Abschnitten der Fall ist.

Im einzelnen wurde entlang folgender Profile (beginnend im Nordwesten) gemessen (Abb. 17):

Das Profil REGENSTAUF, etwa west-östlich verlaufend, überquert nördlich von Regensburg bei Regenstau die Keilberg-Störung. Nach Südosten folgen dann als nächstes die Profile REGENSBURG, WÖRTH, STRAUBING, DEGGENDORF und HENGERSBERG. Diese fünf Profile queren jeweils in der Nähe der Orte, nach denen sie benannt sind, den Donau-Randbruch. Ihre Richtungen sind untereinander annähernd parallel und streichen etwa 30° E. Mit dem nächstfolgenden Profil VILSHOFEN sollte der West-Rand der südlich der Donau gelegenen Kristallin-Scholle erfaßt werden. Es verläuft daher mehr Ost-West (ca. 80° E), senkrecht zum Streichen der Isanomalien. Auch das nächste Profil GRIESBACH überquert den vermuteten West-Rand dieser Kristallin-Scholle. Das letzte, Profil PÖCKING, verläuft wieder parallel zu der vorher genannten Gruppe und quert den Pöckinger Abbruch, der parallel zum Donau-Randbruch streicht.

Entlang dieser Profile sollten die Schwere-Anomalien möglichst genau bestimmt werden, um dann mit Hilfe von Störkörper-Berechnungen detaillierte Aussagen über die geologischen Strukturen machen zu

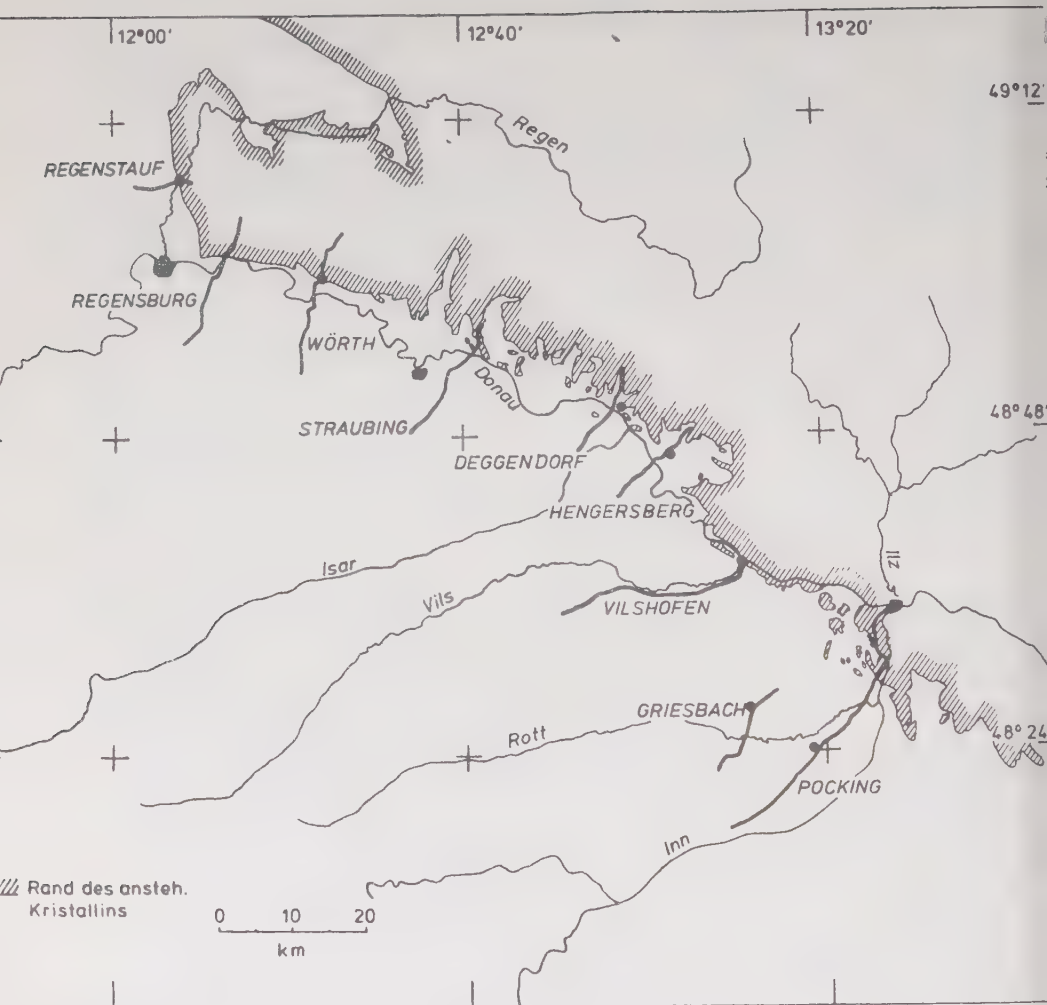


Abb. 17: Lage der Gravimetrie-Profile

können. Zu diesem Zweck wurde im Durchschnitt ein Abstand von etwa 80 m zwischen den einzelnen Meßpunkten eingehalten. Dieser Abstand hatte sich bei FÜHRER (1974) als günstig erwiesen. Insgesamt wurde auf den 173 km Gesamtlänge der Profile an 1985 Punkten die Schwere bestimmt. Bei allen Profilen wurden die Gravimeter-Punkte an Verkehrswege gelegt, um ein rasches Arbeiten im Gelände zu ermöglichen.

5.2. Durchführung der Messungen im Gelände

Die Geländemessungen wurden jeweils von einem aus drei Personen bestehenden Meßtrupp durchgeführt. Eine Person war mit der Gravimeter-Messung beschäftigt, während die beiden anderen das Nivellement (s.u.) besorgten. Hierbei wurde der Verfasser von zahlreichen Mitarbeitern des Instituts für Allgemeine und Angewandte Geophysik der Universität München und anderen Helfern tatkräftig unterstützt, wofür ihnen an dieser Stelle herzlich gedankt sei. Einzelheiten über den Zeitpunkt der Messungen siehe folgende Tabelle:

Profilname	Teilnehmer	Zeit der Messung
REGENSBURG	Führer, Strößenreuther, Behn, Fuchs	März-April 1975
WÖRTH	Führer, Wiesner, Hartmann, Strößenreuther	April-Mai 1975
STRAUBING	Führer, Wiesner, Behn, Hartmann	Mai-Juni 1975
DEGGENDORF	Führer, Dorner, Martinez	Oktober 1973
HENGERSBERG	Führer, Fuchs, Strößenreuther	Oktober 1975
VILSHOFEN	Führer, Wiesner, Weiss, Martinez, Klemm	Oktober 1975 und Mai 1976
GRIESBACH	Führer, Fuchs, Wiesner	April 1975
POCKING	Führer, Dorner, Soffel, Reitmayr	September 1973
REGENSTAUF	Führer, Koch, Neurieder	Juni-Juli 1976

Tab. 2: Teilnehmer und Zeitpunkt der Schweremessungen

Für die Schwere-Messungen stand das LaCoste & Romberg Gravimeter Nr. 250 des Instituts für Allgemeine und Angewandte Geophysik zur Verfügung. Die Meßgenauigkeit dieses Gerätetyps wird mit $\pm 0,01$ mgal angegeben, wobei die eigene Erfahrung zeigte, daß unmittelbar aufeinander folgende Wiederholungs-Messungen am selben Punkt von einer erfahrenen Meßkraft tatsächlich bis zu dieser Genauigkeit möglich sind. Dieser Gerätetyp besitzt außerdem eine wesentlich höhere Drift-Stabilität (ca. 1 mgal/Monat) als früher übliche Geräte (bis über 1 mgal/Tag). Zur Beseitigung dieses instrumenten-bedingten Ganges sowie der Schwere-Änderungen, herrührend von den Gezeiten, wurden etwa alle 2 Stunden Wiederholungsmessungen an einem Haupt- bzw. mehreren Neben-Basispunkten der einzelnen Profile durchgeführt. Außerdem wurden alle Profile durch Messung an Gravimeter-Punkten (Schwere-Punkten) der Deutschen Geodätischen Kommission an das deutsche Schwerenetz angeschlossen. Da an diesen Schwere-Punkten der Absolut-Wert der Schwere bekannt ist, konnte durch die Anschluß-messungen auch die absolute Schwere an allen Meßpunkten der Profile bestimmt werden. Der Anschluß der einzelnen Profile erfolgte über die folgenden Schwere-Punkte (Tab. 3):

Profilname	Schwere-Punkt	absolute Schwere
REGENSTAUF	6938/22 A Regensburg-Dreif.-Berg	980 884,62 mgal
REGENSBURG	6939/ 3 A Barbing	980 885,12 mgal
WÖRTH	6939/ 3 A Barbing	980 885,12 mgal
STRAUBING	7243/16 A Plattling	980 859,08 mgal
DEGGENDORF	7243/16 A Plattling	980 859,08 mgal
HENGERSBERG	7243/16 A Plattling	980 859,08 mgal
VILSHOFEN	7243/16 A Plattling	980 859,08 mgal
GRIESBACH	7743/15 A Marktl	980 784,14 mgal
POCKING	7743/15 A Marktl	980 784,14 mgal

Tab. 3: Anschluß der Gravimetrie-Profile an das deutsche Schwerenetz

Eigene Messungen zwischen diesen und anderen Gravimeter-Festpunkten ergaben Differenzen bis über 0,10 mgal gegenüber den Angaben der Deutschen Geodätischen Kommission, was wohl darauf zurückzuführen

ist, daß die Messungen der Deutschen Geodätischen Kommission teilweise schon über 25 Jahre zurückliegen und die damals verwendeten Gravimeter noch nicht die Genauigkeit der heutigen Geräte erreichten. Sollte sich bei der geplanten Neu-Vermessung des deutschen Schwere-netzes ein etwas anderer Absolut-Wert der Schwere an diesen Schwere-punkten ergeben, so können durch einfache Addition der sich ergebenden Differenz zu der Absolut-Schwere der Meßpunkte auf den jeweiligen Profilen diese an die neuen Werte angeglichen werden. Dabei werden natürlich die Anomalien auf den einzelnen Profilen nicht verändert, sondern es ändern sich nur die Differenzen zwischen den Profilen.

Da zur Beseitigung unerwünschter Einflüsse auf die Schwerebeschleunigung, die von der Abhängigkeit der Schwere von der Höhenlage und der geographischen Breite (siehe Abschnitt 5.4.) herrühren, die Lage des Meßpunktes möglichst genau bekannt sein muß, wurden gleichzeitig mit den Schweremessungen auch geodätische Messungen durchgeführt. Die Höhenmessung erfolgte dabei mit einem selbsthorizontierenden Nivelliergerät Ni2 der Firma Carl Zeiss, Oberkochen, mit dem gleichzeitig auch die Entfernung zwischen den Gravimeter-Punkten gemessen wurde. Bei der Auswahl der Profile wurde stets darauf geachtet, daß eine ausreichende Anzahl von Höhen-Festpunkten vorhanden war. Die Angaben über deren Lage und absolute Höhe über dem Meeresspiegel (NN) wurden freundlicherweise vom Bayerischen Landesvermessungsamt, München, zur Verfügung gestellt. Damit konnte einerseits die genaue Höhenlage der Meßpunkte festgestellt werden, andererseits erlaubten die Anschluß-Messungen an den Höhen-Festpunkten entlang der Profile eine Kontrolle der eigenen Messungen. Die Lage der Punkte wurde bestimmt, indem alle an markanten Stellen gelegenen Punkte in topographische Karten des Maßstabs 1 : 25 000 eingetragen wurden. Die übrigen Punkte konnten dann auf Grund der gegenseitigen Entfernungen ebenfalls in die Karten eingetragen werden. Die bei dieser Methode erreichbare Genauigkeit beträgt etwa $\pm 0,5$ mm in der Karte, entsprechend etwa ± 10 m im Gelände. Bei den Anschluß-Messungen an den Höhen-Festpunkten ergaben sich Abweichungen gegenüber den Werten des Landesvermessungsamtes von minimal $\pm 0,1$ cm bis maximal ± 15 cm. Im Durchschnitt betrug die Abweichung jedoch etwa ± 3 cm. Auffällig war dabei, daß die festgestellten Höhendifferenzen im Kristallin-gebiet deutlich geringer waren als in den Sedimentgebieten, obwohl

in diesen die topographischen Höhenunterschiede im allgemeinen wesentlich kleiner waren. Außerdem streuten die Abweichungen gegen den Messungen des Landesvermessungsamtes nicht einfach statistisch, sondern es ergaben sich meist Gebiete mit übereinstimmend positiven bzw. negativen Abweichungen. Dies scheint nicht einfach auf Meßfehler zurückzuführen zu sein, sondern kann darauf hindeuten, daß noch Hebungs- bzw. Senkungs-Vorgänge in diesem Raum stattfinden, insbesondere in den Sedimentgebieten. Hierauf soll jedoch weiter unten (Abschnitt 8.) nochmals kurz eingegangen werden.

5.3. Gesteinsdichten

Für die Berechnung der Bouguer-Anomalie (Abschnitt 5.4.) und für Modell-Rechnungen muß die Dichte der Gesteine im Untergrund des Untersuchungsgebietes bekannt sein. Die Tabellen, in denen für viele Gesteinsarten die Dichten angegeben werden (z.B. SCHOENE in REICH u. ZWERTGER 1943), können eigene Dichtebestimmungen nicht ersetzen. Zum einen können sich Gesteine, die unter den gleichen petrographischen Begriff fallen, etwa Sandsteine, in ihrer Dichte deutlich unterscheiden und die Schwankungsbereiche der Dichten verschiedener Gesteine überlappen einander sehr stark. Zum anderen wird oft in der Literatur nicht angegeben, wie die Gesteinsdichte gemessen wurde. So wird mit Dichte zuweilen das Gewicht der Raumeinheit ausschließlich der Hohlräume bezeichnet, also die Dichte allein der festen Bestandteile (z.B. SCHOENE in REICH u. ZWERTGER 1943). Andererseits wird mit Dichte auch das Gewicht der Raumeinheit einschließlich der Hohlräume bezeichnet, die mal mit Luft, mal mit Wasser gefüllt sein können. Man spricht dann zur weiteren Unterscheidung von "Wichte" oder "dry bulk density" bzw. von "Rohdichte" oder "wet bulk density". Letztere, die Rohdichte, ist diejenige, die in der Gravimetrie von Bedeutung ist, da in der Natur in unseren Gebieten die Gesteine immer in bergfeuchtem Zustand vorliegen und schon in geringer Tiefe alle Hohlräume von Wasser erfüllt sind. Daher soll hier mit dem Wort Dichte immer die Rohdichte bezeichnet werden.

Die Dichtebestimmung kann auf verschiedene Weise erfolgen. Zum einen kann sie nach Messung von Masse und Volumen berechnet werden, d.h., durch unmittelbare Messung an den Gesteinen. Zum zweiten kann man mit Hilfe des "Nettleton-Verfahrens" die Dichten größerer Gesteins-

massen bestimmen. Dieses Verfahren wird weiter unten (Abschnitt 5.4.) beschrieben. Die erstgenannte Methode eignet sich naturgemäß speziell für feste Gesteine, bei denen man repräsentative Handstücke entnehmen kann. Bei Lockergesteinen bereitet die Volumenbestimmung Schwierigkeiten, während man bei festen Gesteinen die Proben nur in Luft und Wasser zu wiegen braucht. Dann berechnet sich die Dichte σ der Probe wie folgt:

$$\sigma = \sigma_w \cdot \frac{p_L}{p_L - p_w}$$

p_w = Gewicht der Probe in Wasser
 p_L = Gewicht der Probe in Luft
 σ_w = Dichte des Wassers

Für die hier erforderliche Genauigkeit genügt es, die Dichte des Wassers mit 1 gr/cm³ anzunehmen, da die natürlichen Schwankungen der Gesteinsdichten auch innerhalb einer geologischen Einheit größer sind als der hierbei entstehende Fehler.

Kristallin-Gesteine

In der oben genannten Weise wurde für Kristallin-Gesteine, die an verschiedenen Stellen in der Umgebung der Profile entnommen wurden, die Dichte gemessen. Die Ergebnisse sind in Tab. 4 dargestellt. Die mittlere Dichte wurde jeweils berechnet aus der Gesamtmasse der Proben eines Vorkommen, dividiert durch ihr gesamtes Volumen. Es ergab sich dabei, daß die Gesteine, die im Vorderen Bayerischen Wald am weitesten verbreitet sind, nämlich Granite sowie Perl- und Körnelgneise, im Mittel eine Dichte von 2,60 bis 2,65 gr/cm³ besitzen. Dies ist nur wenig niedriger als die 2,67 gr/cm³, die für Gesteine von granitischem Chemismus meist als mittlere Dichte angenommen wird. Vermutlich ist diese etwas geringere Dichte auf die tektonische Beanspruchung zurückzuführen, die auch in Entfernungen von mehreren Kilometern vom Donau-Randbruch noch zu Mylonitisierungs-Erscheinungen führte. Der Mylonit selbst scheint noch geringere Dichten (weniger als 2,60 gr/cm³) zu besitzen, jedoch sind wohl auch in der Zone der Randbruch-Mylonite noch Gneismassen mit Dichten von über 2,65 gr/cm³ enthalten (z.B. im Steinbruch am Weinberg bei Bogen). Die Biotit-Plagioklas-Paragneise mit ähnlich hohen Dichten sind im Vorderen Bayerischen Wald nicht sehr verbreitet, insbesondere nicht in der Umgebung der Gravimetrie-Profile. Nur im Gebiet südlich

Gesteinsart	Fundort	Koordinaten R	H	Anzahl der Proben	Mittlere Dichte in gr/cm ³	Schwankungs- bereich in gr/cm ³
Feinkörniger Mylonit des Donau-Randbruchs	Donaustauf St. Salvator	45 15 990	54 32 680	10	2,52	2,49 - 2,56
Feinkörniger Granit mylonitisiert	Reiflding	45 16 340	54 33 210	3	2,63	2,62 - 2,63
Granit mylonitisiert	0,55 km nördlich Reiflding	45 16 370	54 33 690	13	2,60	2,58 - 2,63
Körnelgneis tektonisch beansprucht	4,5 km NNE' Reiflding	45 18 170	54 37 400	13	2,60	2,56 - 2,64
Mylonit stark verwittert	Wörth a.d. Donau	45 29 360	54 29 790	9	2,48	2,44 - 2,54
Biotit-plagioklas- Paragneis	1,5 km WSW' Aumbach	45 30 650	54 34 400	12	2,66	2,63 - 2,72
Gneis tektonisch beansprucht	Bogen Stbr. am Weinberg	45 49 900	54 19 760	13	2,66	2,60 - 2,70
Perlgneis angewittert	Mietraching	45 73 600	54 15 280	6	2,65	2,60 - 2,70
Gneis angewittert	Kohlbruck	46 03 410	53 79 000	5	2,72	2,70 - 2,74
Gneis frisch	im Inn, 4 km S' Passau	46 06 000	53 79 000	6	2,81	2,73 - 2,88
Granit angewittert	Kohlbruck	46 03 450	53 79 240	5	2,57	2,56 - 2,58
Granit frisch	Stbr. Neuhaus	46 04 900	53 70 000	10	2,69	2,68 - 2,70

von Passau scheinen die Gneise eine durchschnittliche Dichte von beinahe $2,80 \text{ gr/cm}^3$ zu erreichen und sind damit deutlich dichter, als die dortigen Granite. Der in einer Tiefe von etwa 1100 m von der Bohrung Füssing 1 angetroffene Granit hatte eine Dichte von nur $2,59 \text{ gr/cm}^3$, was wohl auf seine starke Verwitterung zurückzuführen ist (NATHAN 1949, CLOSS u. HAHN 1957).

Sediment-Gesteine

Für die Sediment-Gesteine im Vorland des Bayerischen Waldes wurde eine derartige Dichtebestimmung an Handstücken nicht durchgeführt, da zum einen an den anstehenden Lockergesteinen die beschriebene Methode nicht anwendbar ist, zum anderen größere Inhomogenitäten auch innerhalb einer stratigraphischen Einheit zu erwarten sind. Man müßte deswegen wesentlich größere Massen zur Dichtemessung verwenden, um einen repräsentativen Durchschnitt zu erhalten. Dies war im Rahmen dieser Arbeit nicht möglich. Man ist daher auf das Nettleton-Verfahren (s.u.) angewiesen, um die Dichten der oberen Gesteins-schichten zu bestimmen. Um wenigstens einige weitere Angaben zur Verfügung zu haben, wurde aus den Angaben für Wichte (= Dichte des getrockneten Materials) und Porositäten der wichtigsten Sediment-gesteine bei SCHOENE in REICH u. ZWERTGER (1943) die Dichte des feuchten Materials nach folgender Formel berechnet:

$$\text{Dichte (feucht)} = \text{Wichte} + \frac{\text{Porosität (in \%)}}{100} \cdot \text{Dichte des Wassers}$$

Damit ergeben sich für die wichtigsten Sedimentgesteine, die in den Formationen im Vorland des Bayerischen Waldes vorkommen, die folgenden mittleren Dichten:

Sandsteine	$2,18 \text{ gr/cm}^3$	)	
Mergelsteine	$2,39 \text{ gr/cm}^3$	)	in Tertiär und Oberkreide
Kalksteine	$2,57 \text{ gr/cm}^3$		im Malm

Die Dichten der untergeordnet auftretenden Tonsteine und Tonmergel ergeben sich zu $2,27$ und $2,29 \text{ gr/cm}^3$. Weitere Anhaltspunkte liefern Dichtebestimmungen an Bohrkernen einiger Tiefbohrungen (nach HALLEN-BACH aus CLOSS u. HAHN 1957):

Bohrung Birnbach 1:

Miozän	2,11 gr/cm ³
Oligozän	2,11 gr/cm ³
Oberkreide	2,32 - 2,51 gr/cm ³
Oberjura	2,72 gr/cm ³

Bohrung Füssing 1:

Oligozän	2,24 gr/cm ³
Oberkreide	2,44 gr/cm ³
Oberjura	2,63 gr/cm ³

All diese Dichtewerte dürfen jedoch nur cum grano salis verwendet werden, da man nie sicher sein kann, ob die Dichte der Gesteinsproben auch dem Durchschnitt einer größeren Gesteinseinheit entspricht. So können beispielsweise die oberflächennahen Gesteine durch Verwitterungsvorgänge verändert worden sein und daher weniger dicht sein als frische Gesteine. Andererseits werden die oft härteren und widerstandsfähigeren dichteren Gesteinspartien von der Verwitterung herauspräpariert. Diese sind meist leichter zugänglich und täuschen dann höhere Durchschnitts-Dichten vor. Gerade in Gebieten wie dem Bayerischen Wald, wo infolge unseres humiden Klimas nur wenige gute Aufschlüsse zu finden sind, sollte man die gemessenen Gesteins-Dichten nicht leichtfertig verallgemeinern. Bei Sedimentgesteinen ist im übrigen mit einer Dichtezunahme mit der Tiefe zu rechnen, da wegen der zunehmenden Auflast der Porenraum abnimmt und die Gesteine diagenetisch verfestigt werden.

5.4. Reduktionen

Die an einem Punkt gemessene Schwere g_{gem} enthält außer den von den gestörten Massenverteilungen (= Störkörpern) im Untergrund herrührenden Anteilen noch weitere, welche die gesuchte Anomalie verdecken. Diese Einflüsse müssen daher rechnerisch beseitigt werden, um die Schwerewirkung des gesuchten Störkörpers zu erhalten. Folgende Anteile sind dabei zu beachten:

- a) der Einfluß der Gezeiten δg_{Gez}
- b) die Normalschwere γ_0 , welche die Zunahme der Schwere vom Äquator zu den Polen auf dem abgeplatteten, rotierenden und von

keiner Masse überragten Erdellipsoid beschreibt .

- c) die Abnahme der Schwere mit der Höhe, d.h., bei zunehmender Entfernung vom Schwerpunkt der Erde (Freiluft-Reduktion) δg_{Ni}
- d) der Einfluß der zwischen der Bezugshöhe (s.u.) und dem Stationsniveau liegenden Gesteinsplatte (=Bouguer-Platte) δg_{BPL}
- e) der Einfluß der von der ebenen Platte im Stationsniveau abweichenden Geländeformen δg_{top} .

Die vom Einfluß der Gezeiten und der Gerätedrift befreite, an einer Station gemessene Schwere soll als absolute Schwere g_{abs} dieser Station bezeichnet werden, also $g_{abs} = g_{gem} - \delta g_{Gez}$.

Nach Durchführung der oben genannten Korrekturen, die als Reduktionen bezeichnet werden, erhält man die sogenannte Bouguer-Anomalie, meist mit Δg bezeichnet.

$$\Delta g = g_{abs} - \gamma_o - \delta g_{Ni} - \delta g_{BPL} - \delta g_{top}$$

Außer der Bouguer-Anomalie kann man auch noch die sogenannte Freiluft-Anomalie Δg_{Frei} nach folgender Formel berechnen:

$$\Delta g_{Frei} = g_{abs} - \gamma_o - \delta g_{Ni}$$

Bei dieser wird die zwischen Stationshöhe und Bezugsniveau gelegene Masse nicht rechnerisch beseitigt, sondern wird gewissermaßen in das Bezugsniveau kondensiert. Diese hat jedoch wie die isostatische Anomalie, bei der die Masse bis zu einer bestimmten Ausgleichstiefe "verschmiert" wird, nur bei großräumigen Untersuchungen Bedeutung, etwa bei der Bestimmung des Geoids.

Im Folgenden sollen nun die einzelnen Beiträge und ihre Berechnung erläutert werden.

Gezeitenreduktion δg_{Gez}

Zur Bestimmung der zeitlich variablen Anteile des Schwerfeldes sowie der scheinbaren Änderungen, die vom Gang des Gravimeters herrühren, wurden an je einem Haupt- und einigen Neben-Basispunkten

der Profile in Abständen von etwa zwei Stunden Wiederholungsmessungen durchgeführt. Die sich dabei ergebenden Werte einer Meßstation wurden in Abhängigkeit von der Zeit auf Millimeter-Papier gezeichnet und miteinander verbunden. Die Streckenzüge der einzelnen Meßpunkte wurden dann parallel zur Schwerkraft-Achse (= Ordinate) verschoben, bis alle Punkte auf einem durchgehenden Zug lagen. Als typisches Beispiel seien die Ergebnisse des 13. Mai 1975 (Profil WÖRTH) in Abb. 18 dargestellt. Die einzelnen

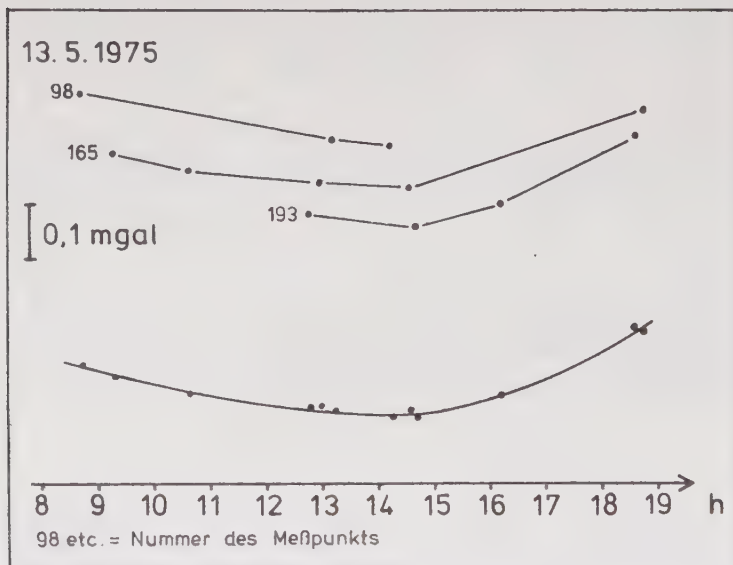


Abb. 18: Beispiel für die Bestimmung der Gezeitenreduktion (Tagesgang)

Meßwerte streuten dabei bis etwa $\pm 0,02$ mgal um die sich so ergebenden Kurven der Tages-Variation, die nun für die Reduktion verwendet werden konnten. Unter Berücksichtigung der Anschluß-Messungen an das deutsche Schwerenetz konnte so die absolute Schwere g_{abs} jedes Meßpunktes berechnet werden. Diese Arbeit wurde "von Hand" ohne die Benutzung einer Rechenanlage durchgeführt, da sich dabei keine wesentliche Zeit- und Arbeitersparnis ergeben hätte.

Normalschwere γ_0

Theoretisch läßt sich zeigen (z.B. JUNG 1956), daß man die Normalschwere γ_0 auf dem Erdellipsoid mit einer einfachen Schwereformel darstellen kann:

$$\gamma_0 = \gamma_{\text{äqu}} (1 + b \sin^2 \varphi - \beta \sin^2 2\varphi - \beta' \sin^2 \varphi \sin^2 2\varphi)$$

φ = geographische Breite

Als neueste Werte für die in dieser Formel vorkommenden Konstanten gelten (I.U.G.G., Geodetic Reference System, 1967):

$$\begin{aligned} \gamma_{\text{äqu}} &= 978,0318 \quad \text{Gal} \\ b &= 0,0053024 \quad " \\ \beta &= 0,0000059 \quad " \\ \beta' &\text{ kann vernachlässigt werden} \end{aligned}$$

So ergeben sich im Untersuchungsgebiet z.B. die folgenden Werte der Normalschwere:

φ	γ_0 in mgal	Differenz in mgal
48°10'	980 905,09	
48°20'	980 920,09	15,00
48°30'	980 935,07	14,98
48°40'	980 950,05	14,98
48°50'	980 965,02	14,97
49°00'	980 979,97	14,95
49°10'	980 994,91	14,94

Tab. 5: Normalschwere nach I.U.G.G. Geodetic Reference System 1967

Wie man der letzten Spalte entnimmt, ändert sich die Differenz der Normalschwere zweier sich um 10' ($\approx 18,5$ km) in der geographischen Breite unterscheidenden Punkte nur sehr langsam, d.h., der Nord-Süd-Gradient der Normalschwere darf in diesem Entfernungsbereich als konstant angenommen werden. Es ist daher nicht nötig, die Normalschwere für jeden Meßpunkt nach der oben genannten Formel zu berechnen. Dies wurde lediglich für den Anfangs- und Endpunkt jeden Profils

gemacht. Dazwischen wurde linear nach der Breitenlage interpoliert, wobei praktisch so vorgegangen wurde, daß die Meßpunkte, deren Gauß-Krüger-Koordination (Rechts- und Hochwert: R, H) der Karte entnommen worden waren, auf die N-S-Richtung projiziert wurden und dann zwischen Anfangs- und Endpunkten jeden Profils die Normalschwere linear interpoliert wurde. Bei einer Unsicherheit der Ortsbestimmung von ± 10 m ergibt sich bei einem N-S-Gradienten der Normalschwere von etwa 0,8 mgal/km ein Fehler von etwa 0,01 mgal.

Freiluft-Reduktion δg_{Ni}

Eine Änderung der Höhe auf der Erdoberfläche bedeutet auch eine Änderung der Entfernung vom Schwerpunkt der Erde und somit eine Änderung der Schwerkraft. Daher ist es notwendig, die gemessene Schwere aller Punkte eines Profils auf eine gemeinsame Höhe zu beziehen, das sogenannte Bezugsniveau, um sie miteinander vergleichen zu können. Bei großräumigen Untersuchungsgebieten wählt man hierfür die Meereshöhe. Bei kleineren Gebieten reduziert man jedoch besser auf eine der tatsächlichen Oberfläche näher gelegene Bezugshöhe. Gewöhnlich wählt man etwa das Niveau der tiefsten Punkte im Meßgebiet. Im vorliegenden Fall waren dies:

Profil	REGENSTAUF	330 m ü. NN
"	REGENSBURG	320 m " "
"	WÖRTH	320 m " "
"	STRAUBING	310 m " "
"	DEGGENDORF	300 m " "
"	HENGERSBERG	300 m " "
"	VILSHOFEN	300 m " "
"	GRIESBACH	320 m " "
"	POCKING	300 m " "

Als Vertikal-Gradient der Normal-Schwere wird für unsere Breiten - 0,3086 mgal/m angenommen, d.h., um diesen Betrag nimmt die Schwerkraft bei Erhebung um einen Meter ab. Die günstige Massenverteilung im Untersuchungsgebiet macht es wahrscheinlich, daß der wahre Vertikal-Gradient der Schwere nicht wesentlich von diesem Wert abweicht. Die Abnahme von etwa 0,3 mgal pro Meter Höhe ist natürlich sehr bedeutend, wenn man sie mit den Beträgen der zu erwartenden

Schwere-Anomalien vergleicht. Man ist daher gezwungen, recht genaue Nivellements durchzuführen und um die Meßgenauigkeit der modernen Gravimeter von 0,01 mgal auszunutzen, darf der Fehler der Höhenmessung nicht größer als ± 3 cm sein.

Bei der Freiluft-Reduktion bleibt die Tatsache unberücksichtigt, daß bei einer Zunahme der Gelände-Höhe sich zusätzlich Gesteinsmasse zwischen Meßpunkt und Bezugsniveau befindet, gerade so, als hätte man die Messung frei schwebend über dem Bezugsniveau durchgeführt. Die Ausführung der Rechnung bewirkt dann, daß die Masse gleichsam in das Bezugsniveau kondensiert wird und somit dieses mit einer Flächendichte belegt wird. Dies führt dazu, daß auf kleinem Raum eine deutliche Korrelation zwischen Freiluft-Anomalie und Topographie besteht.

Platten-Reduktion nach Bouguer δg_{BPL}

Um den Einfluß der Gesteinsmassen zwischen Bezugsniveau und Meßpunkt zu beseitigen, kann man als ersten Schritt den Einfluß einer Gesteinsplatte mit der Dicke Δh , die gleich dem Abstand Meßpunkt-Bezugsniveau ist, rechnerisch beseitigen. Für die Schwere-Wirkung einer solchen horizontal unendlich ausgedehnten "Bouguer-Platte" gilt:

$$\delta g_{BPL} = 2 \pi f \cdot \sigma \cdot \Delta h = 0,4191 \cdot \sigma \cdot \Delta h \text{ mgal}$$

f = Gravitationskonstante Δh in Metern

σ = Dichte der Gesteinsplatte

Durch diese Korrektur wird die Korrelation zwischen der Schwere-Anomalie und der Topographie, wie sie bei der Freiluft-Anomalie beobachtet wird, beseitigt. Hier geht zum ersten Mal die Dichte der Gesteine in der Umgebung des Meßpunktes als wichtiger Faktor in die Reduktion ein und ist bei bewegter Gelände-Oberfläche von großen Einfluß auf die Form der endgültigen Schwere-(Bouguer-) Anomalie. Diese Abhängigkeit ermöglicht jedoch zusätzlich zu der Messung an Gesteinsproben die Bestimmung der Dichten durch das bereits erwähnte Nettleton-Verfahren (NETTLETON 1939). Hierbei wird von der Überlegung ausgegangen, daß bei der Verwendung einer anzutreffenden Dichte die Korrelation von Topographie und Schwere-Anomalie nicht

PROFIL WÖRTH

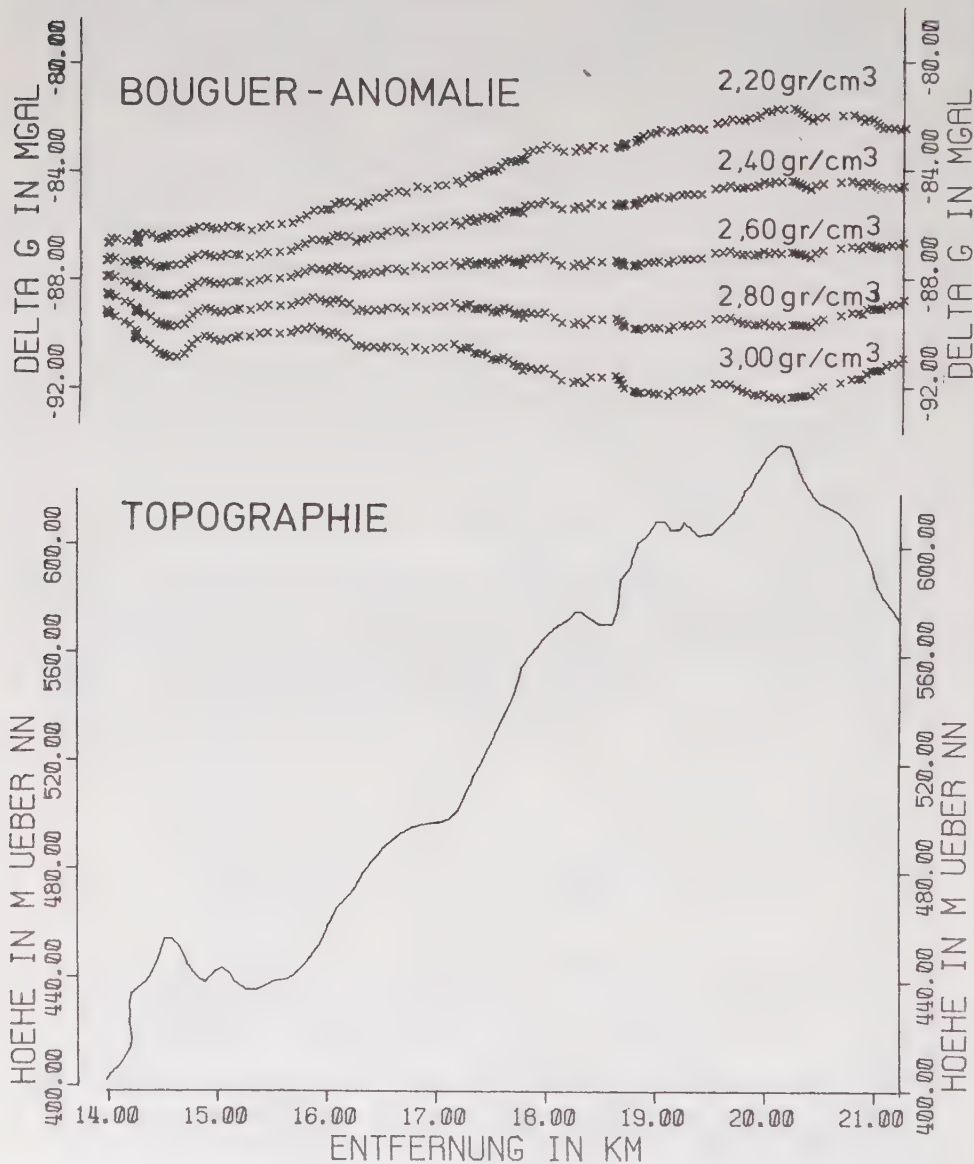


Abb. 19: Bestimmung der Gesteinsdichten mit dem Nettleton-Verfahren
am Beispiel des Nordteils von Profil WÖRTH

beseitigt wird. Es ergibt sich vielmehr eine positive Korrelation zwischen Bouguer-Anomalie und Topographie bei zu geringer Dichte, bzw. eine negative Korrelation bei zu großer Dichte. Diejenige Dichte wird dann als die zutreffende betrachtet, bei der die Korrelation minimal ist. Voraussetzung für die Anwendbarkeit des Nettleton-Verfahrens ist jedoch, daß die Topographie nicht von der Dichte abhängig ist und es kann deswegen nur in Gebieten mit annähernd homogener Dichte verwendet werden. Daher wurde mit dieser Methode nur jeweils auf bestimmten ausgewählten Profilabschnitten durch Vergleich von Anomalie und Topographie die Gesteinsdichte bestimmt. Ein Beispiel hierfür ist in Abb. 19 dargestellt. Es zeigt das nördliche Ende von Profil WÖRTH (im Kristallin) und man erkennt, daß bei einer Dichte von $2,60 \text{ gr/cm}^3$ die Korrelation zwischen Bouguer-Anomalie und Topographie minimal wird. Die gleiche Dichte ($2,60 \text{ gr/cm}^3$) ergab sich auch bei den übrigen Profilen als mittlere Dichte für die Abschnitte innerhalb der Kristallin-Gebiete. Dies stimmt recht gut überein mit den Dichten der weitest verbreiteten Kristallin-Gesteine, wie sie an Handstücken der Gesteinsproben gemessen wurden (Abschnitt 5.3., Tab. 4). Für das Nord-Ende von Profil POCKING ergab sich eine etwas größere Dichte von etwa $2,70 \text{ gr/cm}^3$ (siehe auch Abschnitt 5.6.8.), und auch an den Handstücken des dort anstehenden Gneises wurden deutlich erhöhte Dichten (bis über $2,80 \text{ gr/cm}^3$) gemessen. In den Sedimentgebieten konnten die Gesteinsdichten nur mit Hilfe des Nettleton-Verfahrens bestimmt werden, da, wie bereits geschildert (Abschnitt 5.3.), eine direkte Messung der Dichte an Lockergesteinen nur mit beträchtlichem Aufwand möglich ist. Wegen der geringen Topographie in diesen Gebieten und wegen des kleinen Höhenunterschieds zum Bezugsniveau hat hier die Dichte der Bouguer-Platte nur wenig Einfluß auf die Anomalie. Es ergab sich im allgemeinen eine Dichte von $2,20 \text{ gr/cm}^3$ in den Sediment-Gebieten. Nur beim Profil GRIESBACH wurde eine geringere Dichte ($2,00 \text{ gr/cm}^3$) bestimmt. Dieses Profil ist aber auch das einzige, in dessen Gebiet die obere Meeresmolasse ansteht, die anscheinend auf Grund ihrer anderen petrographischen Zusammensetzung eine andere Dichte besitzt.

Gelände-Korrektur δg_{top}

Da die tatsächliche Geländeform von der idealisierten ebenen Oberfläche der Bouguer-Platte mehr oder weniger stark abweicht, kann als weiterer Schritt die Gelände-Korrektur durchgeführt werden. Alle das Stationsniveau überragenden Massen (Dämme, Hügel, Berge) verursachen eine Gravitationsanziehung mit einer am Meßpunkt vertikal nach oben gerichteten Komponente, die also der allgemeinen Schwerkraft entgegenwirkt. Auch unterhalb der Stationshöhe befindliche Massendefizite (Täler) verringern die Schwere und daher ist die Geländekorrektur δg_{top} stets positiv. Zu ihrer Bestimmung kann man das Gebiet um den Meßpunkt in Sektoren einteilen und nach Bestimmung der mittleren Höhe eines jeden Sektors die Beiträge all dieser so entstandenen Zylinder aufsummieren. Hierfür wurde eine Tabelle aus JUNG (1961, S. 174) verwendet und zwar für den Entfernungsbereich von 0,1 bis 2,5 km, wobei der Höhenunterschied innerhalb der Sektoren gegenüber dem Meßpunkt aus den topographischen Karten 1 : 25 000 abgelesen wurde. Wegen der geringen Höhenunterschiede ergaben die Massen in den mehr als 2,5 km entfernten Sektoren keinen nennenswerten Beitrag mehr und konnten vernachlässigt werden. Die Wirkung der unmittelbaren Umgebung bis zu einer Entfernung von 100 m (Nahwirkung) wurde mit Hilfe eines Auszähl-Diagramms für die Vertikalkomponente der Schwere zwei-dimensionaler Körper abgeschätzt. Da die Profile schon bei ihrer Anlage so gewählt wurden, daß möglichst günstige Gelände-Oberflächen angetroffen wurden, d.h., die Topographie möglichst gering war, was ja im Vorland des Bayerischen Waldes, insbesondere der Donau-Ebene, ohnehin der Fall ist, war die Gelände-Korrektur fast immer sehr gering. Abschätzungen nach der genannten Methode ergaben, daß in den Sediment-Gebieten die topographische Reduktion meist unter 0,05 mgal betrug. Aber auch im Kristallin wurde im allgemeinen der Betrag von 0,20 mgal nur selten überschritten. Da dies nur wenige Prozent, ja teilweise unter ein Prozent der Anomalien ausmacht, wurde in Anbetracht des großen Aufwandes bei der Ermittlung der Gelände-Korrektur und der geringen Verbesserung, die sie erbracht hätte, im allgemeinen darauf verzichtet. Lediglich bei den Profilen REGENSBURG und WÖRTH mußte an einigen besonders ungünstigen Stellen diese Verbesserung angebracht werden. Dies war insbesondere in sehr schmalen und tief eingeschnittenen Tälern der Fall. Dort erreichte die Gelände-

Korrektur dann auch die Beträge bis etwa 2 mgal und trug hiermit deutlich zur Verbesserung der Anomalien bei. Genaue Werte werden in Abschnitt 5.6.1. angegeben.

5.5. Bearbeitung der Daten und Darstellung der Ergebnisse

Wie bereits erwähnt, erfolgte die Berechnung der absoluten Schwere der Meßstationen ohne Verwendung einer größeren Rechananlage, da sich hierbei keine wesentliche Zeitersparnis ergeben hätte. Auch die Berechnung der Gelände-Korrektur δg_{top} erfolgte ohne Rechananlage, da auch hierbei ein großer Aufwand bei der Digitalisierung der Gelände-Oberfläche nötig ist und diese Korrektur an nicht allzu vielen Stationen notwendig wurde. Ansonsten erfolgte die Durchführung der Reduktionen und das Ausdrucken der Ergebnisse sowie ihre graphische Darstellung mit der Rechananlage pdp 11/40 mit angeschlossenem Benson-Plotter des Instituts für Allgemeine und Angewandte Geophysik und des Instituts für Kristallographie und Mineralogie der Universität München. Hierfür wurde ein FORTRAN-Rechenprogramm des Verfassers verwendet. Die Daten der einzelnen Meßpunkte, nämlich Gauß-Krüger-Koordinaten (Rechts- und Hochwert), Höhe über dem Meeresspiegel und Absolutwert der Schwere wurden dem Rechner über einen 8-Kanal-Lochstreifen eingegeben. An weiteren Daten mußten nur noch die Normal-schwere von Anfangs- und Endpunkt, die Höhe des Bezugsniveaus, die Dichten für die Bouguer-Reduktion sowie der Winkel der generellen Streichrichtung des Profils eingegeben werden. Auf diese allgemeine Profillinie wurden dann alle Meßpunkte rechnerisch projiziert. Nach der Rechnung wurden die Werte ausgedruckt und mit dem Benson-Plotter graphisch dargestellt. Dabei kamen folgende Daten zum Ausdruck: Nummer des Meßpunkts, seine Koordinaten (Rechts- und Hochwert), die Lage auf der projizierten Profillinie, und zwar die Entfernung vom Profilanfang, die Höhe über dem Meeresspiegel, die absolute Schwere am Meßpunkt, die Freiluft- und die Bouguer-Anomalie, sowie die für die Reduktion verwendete Gesteinsdichte. Diese Daten aller Stationen sind für alle Profile in den Tab. 7 bis 15 im Anhang aufgeführt, und zwar in der originalen, vom Rechner ausgedruckten Form, wodurch Schreibfehler auszuschließen sind. Für die graphische Darstellung der Anomalien wurde für alle Profile folgende Form gewählt: In der unteren Hälfte der Zeichnung wurde jeweils die Topo-

graphie entlang der Meßstrecke, d.h. die Höhenlage der Meßpunkte, dargestellt und zwar 25-fach überhöht, da sonst die Höhenunterschiede nicht mehr sichtbar geworden wären. Die obere Hälfte zeigt jeweils die berechnete Freiluft- und die Bouguer-Anomalie, wobei jeweils die Werte für alle Meßpunkte dargestellt wurden. Die Lagepläne der Meßpunkte wurden ebenfalls mit Hilfe des Benson-Plotters erstellt. In den Abbildungen 20 bis 37 sind die Original-Zeichnungen der Rechenanlage wiedergegeben. Dabei wurden von Hand nur noch einige Ergänzungen hinzugefügt, wie die Lage wichtiger Orte und Flüsse, sowie die Reduktions-Dichten und das Bezugsniveau.

5.6. Beschreibung der Profile und der Anomalien

Im Folgenden sollen nun die einzelnen Profile beschrieben werden, und zwar beginnend im Nordwesten beim Profil REGENSBURG nach Südosten bis zum Profil POCKING. Das Profil REGENSTAUF wurde an den Schluß gestellt, da es sich hinsichtlich seiner Lage und der dortigen Tektonik von den anderen etwas unterscheidet.

5.6.1. Profil REGENSBURG

Das Profil REGENSBURG (Abb. 20 und 21) beginnt im Süden bei der Kapelle St. Bäumel zwischen den Ortschaften Weillohe und Thalmassing. Den Untergrund bilden dort die Sedimente des Miozäns, die jedoch nur geringmächtig die Gesteine der Oberkreide bedecken. Diese ist nur 0,5 km weiter südlich in den Tallagen aufgeschlossen. Das Profil verläuft dann entlang von Feldwegen nach Gebelkofen. Auf diesem südlichsten Abschnitt ist die Topographie noch etwas bewegt, wobei insgesamt etwa 60 m Höhenunterschied überwunden werden. Dies ermöglichte jedoch, mit Hilfe des Nettleton-Verfahrens die Gesteinsdichte der dortigen Sedimente zu bestimmen. Dabei ergaben sich $2,20 \text{ gr/cm}^3$. Dieser Wert wurde zur Reduktion bis km 13,3 verwendet. Kurz nach Gebelkofen beginnt dann flaches Gelände, und man erreicht bei Obertraubling nach insgesamt 6 km die Niederterrasse des Donau-Tals. Die Geländehöhe nimmt dabei nur ganz langsam und gleichmäßig ab. Im weiteren Verlauf folgt das Profil der Walhalla-Straße nach Barbing und an der Bohrung Barbing 1 vorbei (bei km 11,7, Gravimeter-Punkt 130) zur Donau bei Donaustauf, wo sich der tiefstgelegene Punkt dieses

Profils befindet (327 m ü. NN bei km 13,3). Nur wenig weiter nördlich steht in Donaustauf bereits das kristalline Grundgebirge an und die Straße führt in beinahe rechtem Winkel zur allgemeinen Profilrichtung auf diese Geländestufe. Wegen der morphologischen Senke des Donaustauer Rotliegend-Grabens, der anschließend vom Profil durchquert wird, nimmt die Höhe des Geländes zunächst nochmals etwas ab (etwa bei km 14), steigt dann jedoch wieder stark an. Die Meßpunkte liegen hier an der kleinen Waldstraße, die von Donaustauf nach Bernhardswald führt. Der höchste Punkt mit etwa 523 m über NN wird bei km 17,6 erreicht und liegt somit fast 200 m höher als der tiefstgelegene am Donau-Ufer. Die sich anschließende Hochfläche fällt nach Norden ein. Mit Hilfe des Nettleton-Verfahrens (Abschnitt 5.4.) wurde die mittlere Dichte des Kristallins zu $2,60 \text{ gr/cm}^3$ bestimmt. Das Profil endet in 445 m Höhe bei Bernhardswald nach einer (auf eine 25° streichende Linie projizierten) Gesamtlänge von 20,8 km und einer Gesamtzahl von 265 Gravimeter-Punkten. Die Darstellung der Bouguer-Anomalie des Profils REGENSBURG (Abb. 21 oben, Reduktionsniveau 320 m über NN) zeigt auf den südlichen zwei Dritteln einen sehr ausgeglichenen Verlauf ohne markante Störungen. Man erkennt eine langsame Abnahme von einem flachen Maximum im Süden (etwa bei km 0,5 bis km 1,5) nach Norden, mit einem Minimum etwa bei km 11,0, wobei die Bouguer-Schwere insgesamt um etwa 3,2 mgal abnimmt. Danach nimmt sie wieder langsam zu bis etwa bei km 12,5 und bleibt bis km 13,1 bei diesem Betrag (1,8 mgal über dem Minimum). Danach nimmt sie innerhalb von etwa 200 m um ein weiteres Milligal zu wobei die stärkste Zunahme direkt an der Donau, und zwar vom südlichen zum nördlichen Ufer, erfolgt (Punkt 146 und 147: $\Delta g_{\text{Bou}} = 0,60 \text{ mgal}$ auf etwa 100 m), also knapp südlich des anstehenden Kristallins. Auf den nun folgenden 2,5 km des Profils wurde eine Geländereduktion nötig, da die Topographie hier recht ungünstig ist, d.h., deutlich von der ebenen Platte abweicht. Dies gilt insbesondere für den Abschnitt zwischen km 14,5 und km 16, wo die Meßpunkte in einem engen Tal liegen, in dem die Straße verläuft. Die Werte dieser topographischen Korrektur, die sich nach der in Abschnitt 5.4. beschriebenen Methode ergaben, sind in Tab. 6 aufgeführt.

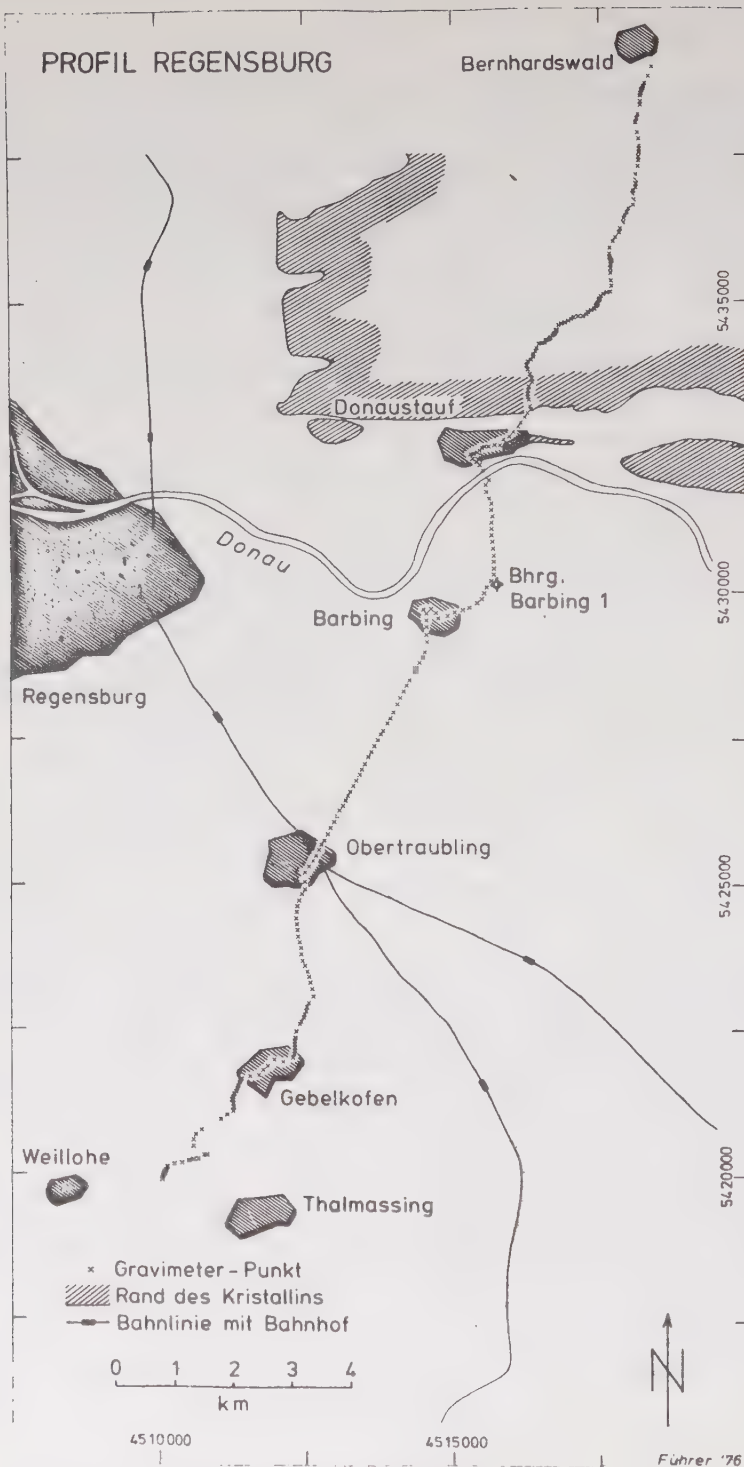


Abb. 20: Lageplan Profil REGENSBURG

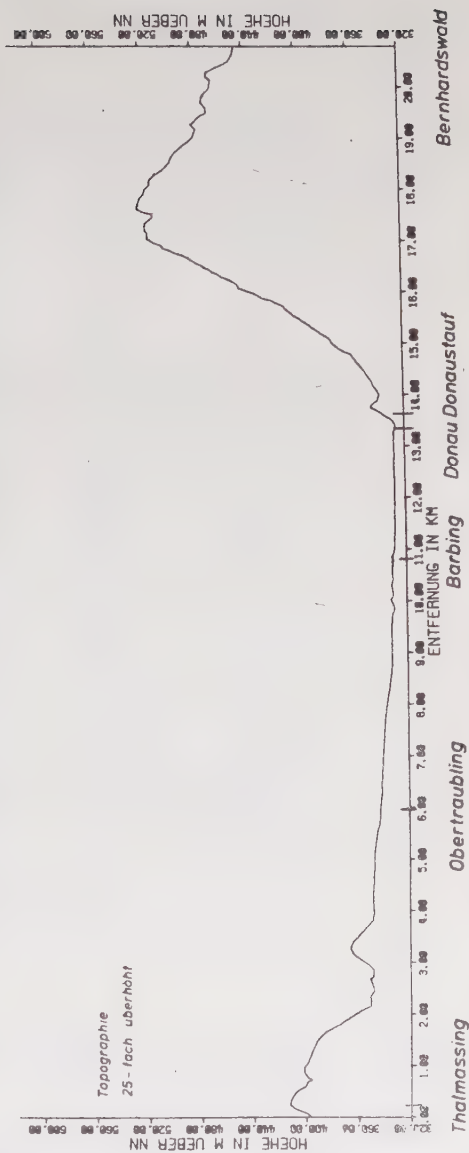
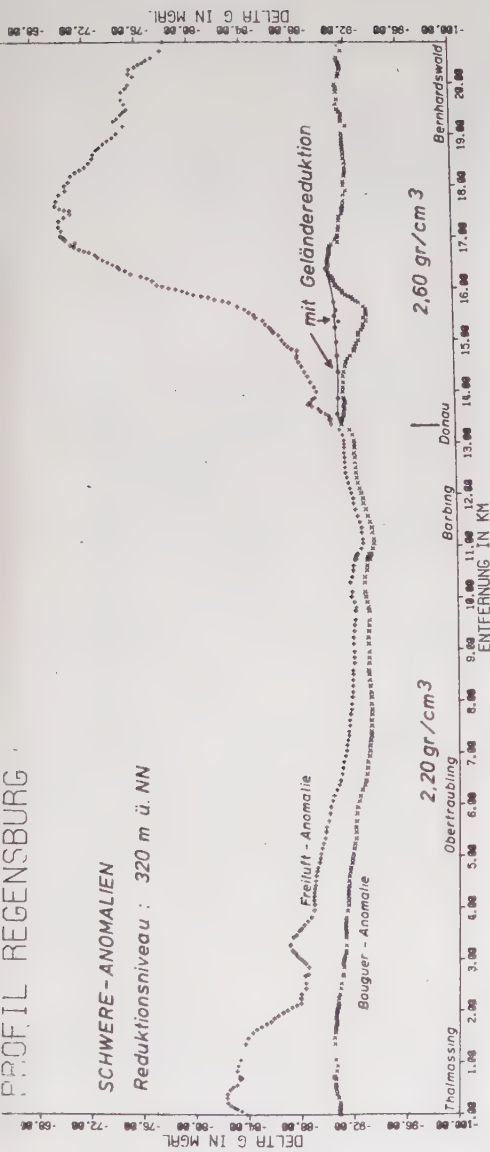


Abb. 21: Anomalien der Schwere und Topographie Profil REGENSBURG

Pkt.	km	δg_{top} in mgal
141	12,80	0,04
145	13,15	0,05
147	13,36	0,08
148	13,42	0,13
151	13,52	0,47
159	13,87	0,25
164	14,37	0,44
168	14,69	0,95
177	15,24	2,16
179	15,37	2,03
181	15,48	2,35
183	15,59	2,18
185	15,72	1,91
203	16,43	0,13
216	17,00	0,13
244	19,02	0,17
250	19,49	0,13

Tab. 6: Geländekorrektur für verschiedene Punkte des
Profils REGENSBURG

Es zeigte sich, daß fast bis zum Rand des Kristallins die Korrekturen sehr gering (bis zu 0,05 mgal) waren und daher vernachlässigt werden konnten. Sie nahmen dann jedoch bis km 13,5 auf zunächst etwa 0,5 mgal zu, was die Anomalie in diesem Bereich zwar merklich, jedoch nicht grundsätzlich veränderte. Hingegen in dem anschließenden Abschnitt bis km 16, wo die Oberflächen-Formen eine negative "Pseudo-Anomalie" von über 2 mgal bewirkt hatten, war diese nach der Gelände-Reduktion vollständig beseitigt. Weiter nördlich ergaben sich dann wieder wesentlich geringere Korrekturen (Beispiele Pkt. 203-250 in Tab. 6), die dann auch vernachlässigt wurden. Insgesamt zeigte sich beim

Profil REGENSBURG, daß hier im Mittel die Bouguer-Schwere im Kristallin um etwa 2,5 mgal größer als die minimale Bouguer-Schwere bei km 11,0 ist. Die Zunahme erfolgt dabei im wesentlichen in zwei Stufen (km 11,2 bis km 12,5 sowie bei km 13,3 am Rand des anstehenden Kristallins). Die Freiluft-Anomalie zeigt wie immer auf kleinem Raum eine deutliche Korrelation mit der Topographie und wurde nur der Vollständigkeit halber mit dargestellt. Für die Interpretation wird sie nicht verwendet.

5.6.2. Profil WÖRTH

Das Profil WÖRTH (Abb. 22 und 23) beginnt im Süden am Bahnhof von Sünching und führt entlang der Straße zunächst über Hoch- und Niederterrassen-Schotter nach Riekofen. Von da an bilden alluviale Sedimente den Untergrund, der hier fast tischeben ist. Niederterrassen-Schotter, der bei Pfatter nochmals angetroffen wird, tritt hier ebenfalls nicht mehr morphologisch in Erscheinung. Nach Pfatter verläuft das Profil durch sehr sumpfiges, von Altwässern erfülltes Gelände zur Donau (bei km 10,2). Diese fließt hier etwa 2 km südlich des Kristallins. Daher bleibt das Gelände auch weiter zunächst noch flach und erst nach km 12,5 erreicht man das kristalline Grundgebirge am Stadtrand von Wörth. Hier beginnt der Anstieg zum Bayerischen Wald, wobei das Profil durch Wörth, weiter entlang von Feldwegen zur Straße nach Falkenstein führt und entlang dieser bis Rettenbach reicht. Hier endet es bei einer Gesamtlänge von 21,2 km und insgesamt 305 Punkten. Zur Darstellung wurden die Punkte auf eine 30° NE streichende Linie projiziert und als Bezugsniveau wurden 320 m über NN gewählt. Die Höhe des Geländes nimmt von 323 m in den Donau-Niederungen auf 638 m bei km 20,1 im Kristallin zu. Dies ist der größte Höhenunterschied aller hier vermessenen Profile. Mit dem Nettleton-Verfahren ergab sich auch hier eine mittlere Dichte von $2,60 \text{ gr/cm}^3$ für das Kristallin (siehe auch Abb. 19). Diese Dichte wurde für die Reduktion ab km 12,4 verwendet. Südlich davon war wegen der geringen Höhenunterschiede eine Dichtebestimmung nicht möglich. Es wurde daher analog dem Profil Regensburg $2,20 \text{ gr/cm}^3$ verwendet, jedoch wäre auch bei einer unterschiedlichen Dichte in diesem Gebiet die Anomalie nicht verändert worden, da die Höhenunterschiede zum Bezugsniveau so gering sind. Die Bouguer-Anomalie von Profil WÖRTH (Abb. 23 oben) ist prinzipiell

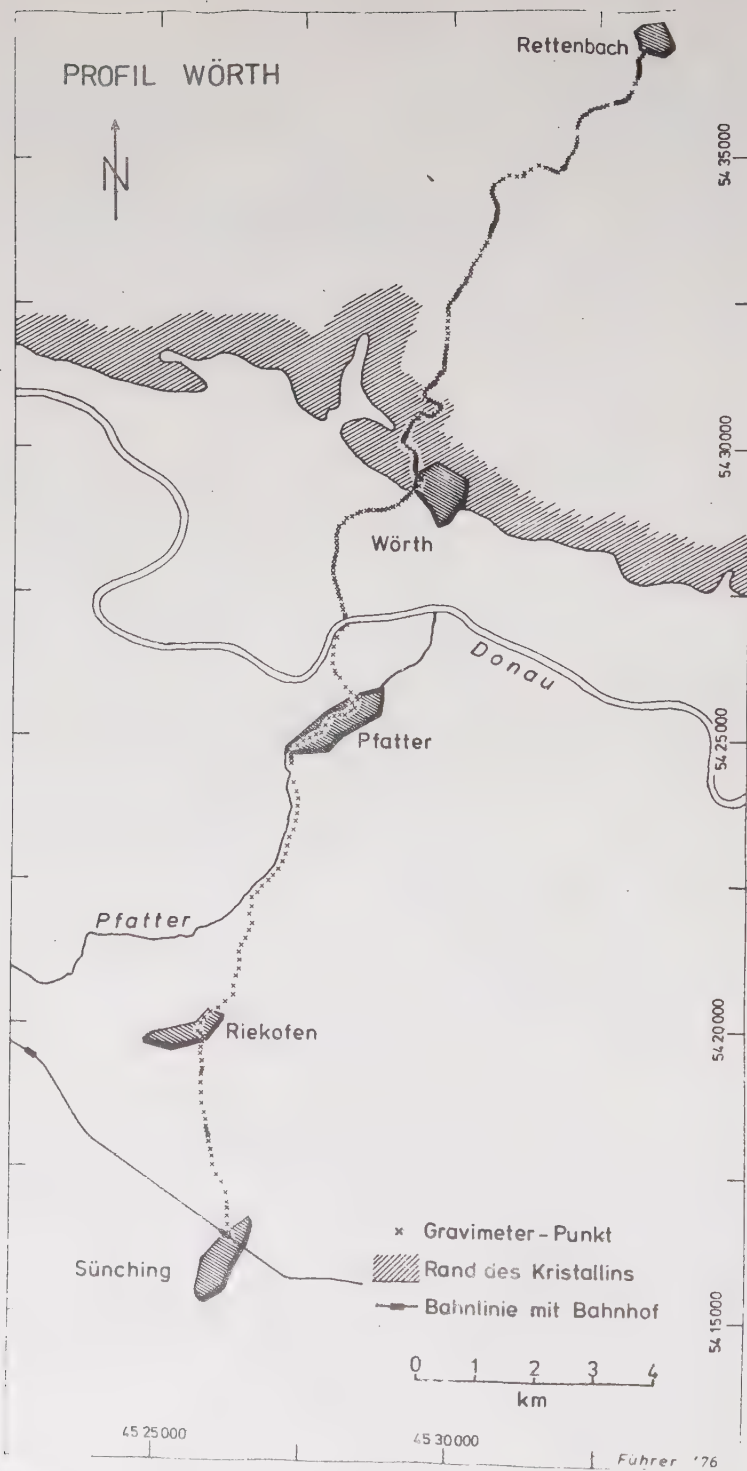


Abb. 22: Lageplan Profil WÖRTH

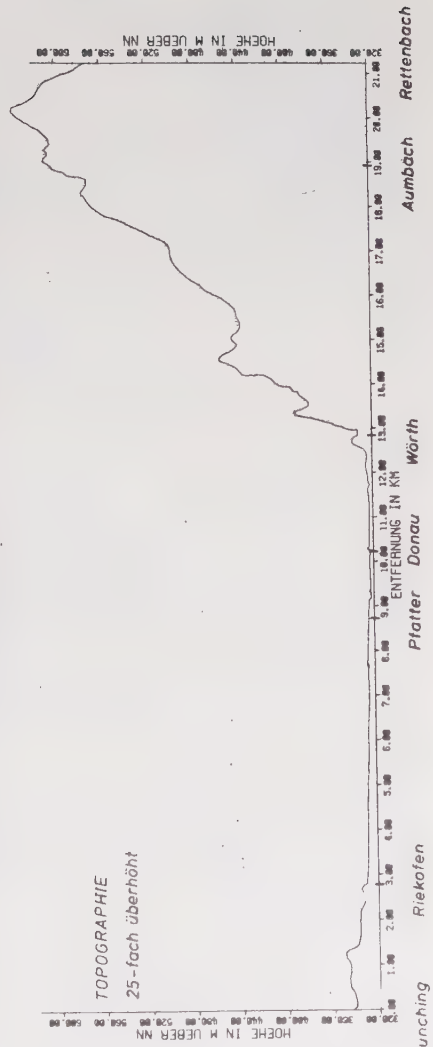
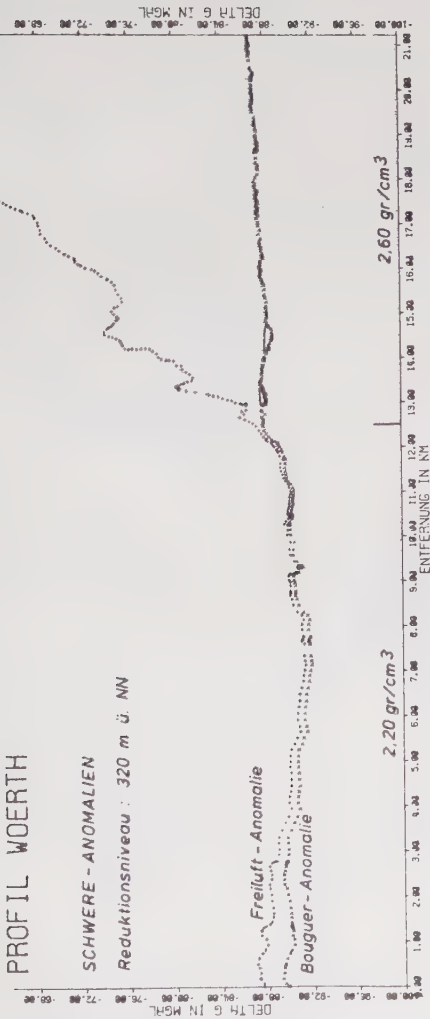


Abb. 23: Anomalien der Schwere und Topographie Profil WÖRTH

sehr ähnlich der Anomalie des Profils Regensburg. Auch sie nimmt im Vorland des Bayerischen Waldes von Süden nach Norden zunächst ab, wobei aber bei dieser größere Schwankungen auffallen. Nach km 8,2, also im Ortsgebiet von Pfatter, ist eine erste deutliche Zunahme der Bouguer-Schwere von etwa 1,2 mgal festzustellen. Danach ändert sie sich bis km 11,1 kaum, abgesehen von einem kleinen lokalen Minimum von etwa 0,7 mgal zwischen km 9,2 und km 9,5, das genau zu korrelieren ist mit dem erwähnten Altwasser- und Sumpfgebiet zwischen Pfatter und der Donau. Nach km 11,1 nimmt die Schwere dann deutlich zu (um weitere 1,6 mgal) und zwar erfolgt dies in zwei Stufen, einer kleineren bei km 11,2 und einer größeren mit maximaler Zunahme bei km 12,2. Ab km 12,5, also dem Rand des anstehenden Kristallins, ist keine weitere markante Änderung der Bouguer-Schwere auf dem Rest des Profils festzustellen, d.h., die hauptsächlichliche Zunahme der Schwere befindet sich noch im Vorland des Bayerischen Waldes und wegen der geringen Höhendifferenz zum Bezugsniveau an dieser Stelle kann die Anomalie auch nicht durch die Reduktionsdichten beeinflusst werden. Sie ist also besonders sicher festgelegt, was sich auch an der zwischen km 8 und km 12,5 fast identischen Freiluft-Anomalie erkennen läßt. Diese kann man bekanntlich als Bouguer-Anomalie mit einer Reduktionsdichte $\sigma = 0$ auffassen, woran man erkennt, wie wenig die Bouguer-Anomalie hier von der verwendeten Reduktionsdichte abhängt. Erst nach km 12,5 unterscheiden sich Freiluft- und Bouguer-Anomalie wegen der Höhenzunahme wieder deutlich. Für die Profilabschnitte zwischen km 13 und 13,4 sowie zwischen km 14,1 und 14,8 mußte eine topographische Reduktion durchgeführt werden, die aber keine solch großen Beträge wie beim Profil Regensburg erreichte. Insgesamt ist die Bouguer-Schwere im Kristallin beim Profil WÖRTH sehr ausgeglichen und ändert sich fast nicht, was bei dem Höhenunterschied von 300 m recht bemerkenswert ist und für eine sehr homogene Dichte spricht. Gegenüber dem Profil Regensburg ist eine Zunahme der gesamten Schwereanomalie des Donau-Randbruchs von 2,5 mgal auf 4 mgal festzustellen.

5.6.3. Profil STRAUBING

Das Profil STRAUBING (Abb. 24 und 25) beginnt südlich von Salching, verläuft entlang der Straße über Geltolfing und Aiterhofen nach

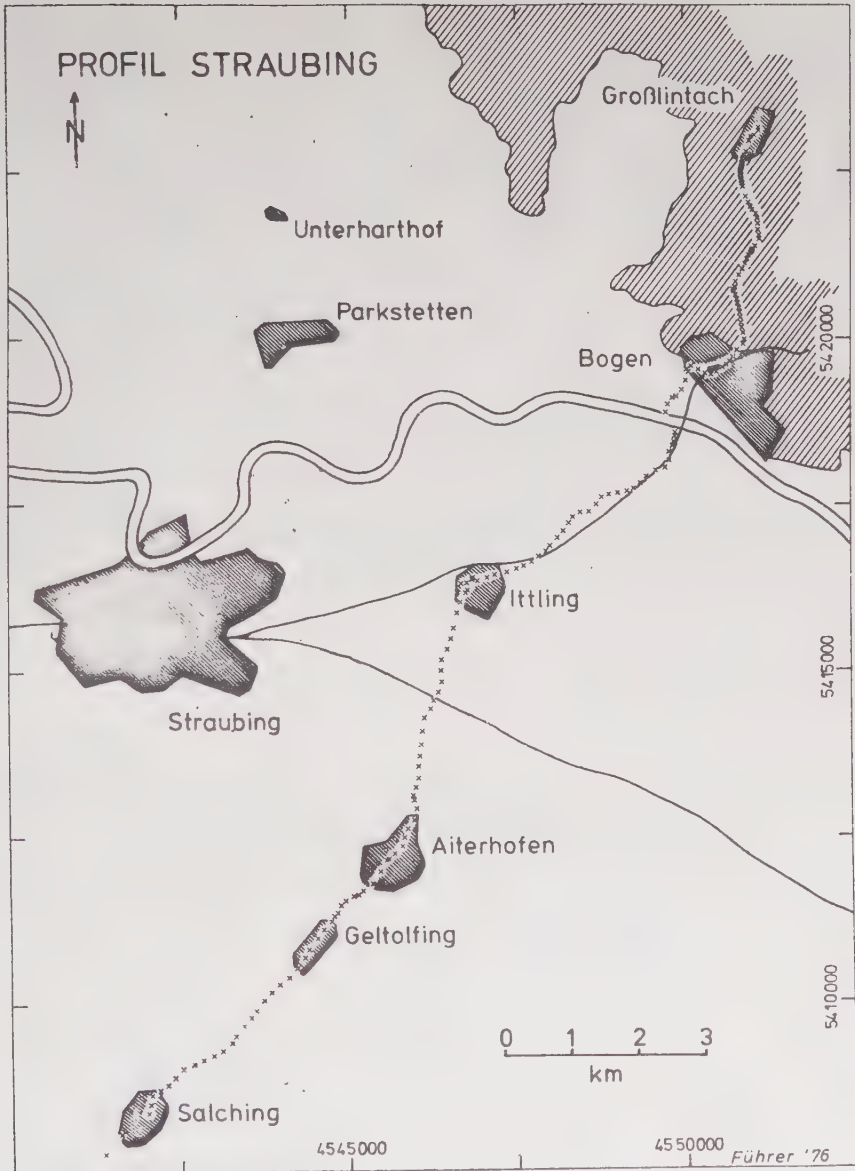


Abb. 24: Lageplan Profil STRAUBING (Zeichenerklärung siehe Abb. 20)

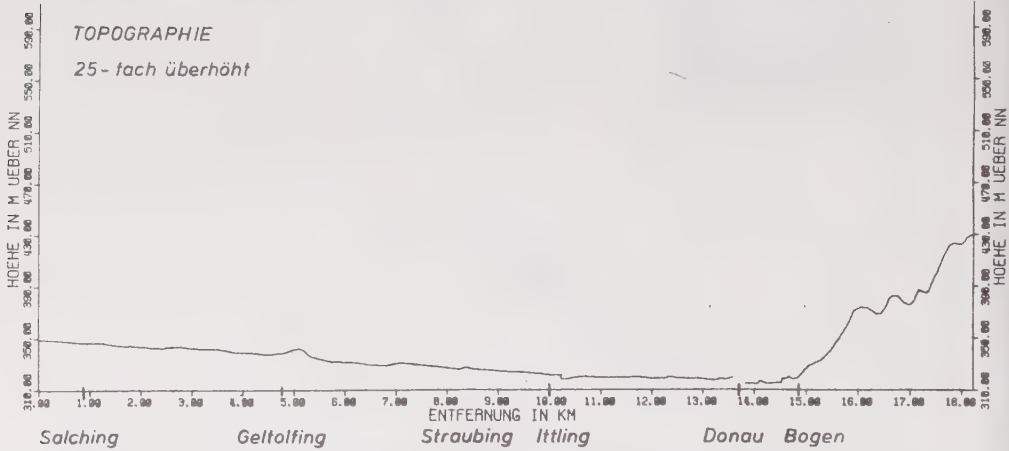
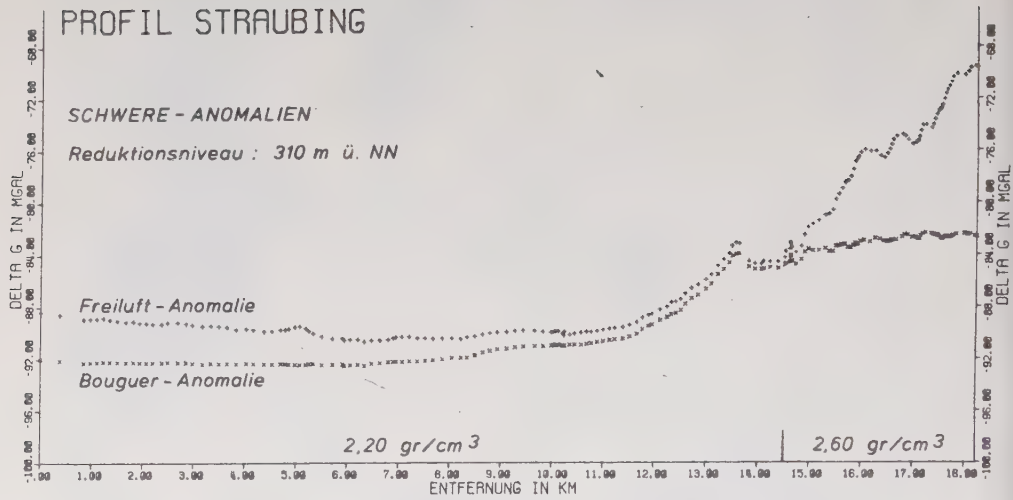


Abb. 25: Anomalien der Schwere und Topographie Profil STRAUBING

Ittling und dann über Feldwege entlang der Eisenbahnlinie nach Bogen. Kurz davon überquert es die Donau in der Nähe der Eisenbahnbrücke. Von Bogen folgt es dann der Straße bis Großlintach. Die Gesamtzahl der Meßpunkte beträgt 174, die gesamte Länge des auf eine 30° NE streichende Linie projizierten Profils 18,2 km. Der Untergrund besteht auf der Strecke bis Bogen aus quartären Sedimenten (Hoch- und Niederterrassen sowie alluviale Ablagerungen). Das Gelände ist sehr eben und fällt flach nach NE ein (ca. 35 m auf 15 km). Ab Bogen verläuft das Profil bis Großlintach im Kristallin, wobei der Endpunkt mit 429 m Höhe um 115 m über dem tiefsten am Donau-Ufer (314 m) liegt.

Als Bezugsniveau wurde für das Profil STRAUBING eine Höhe von 310 m über NN gewählt. Die Reduktionsdichten sind $2,20 \text{ gr/cm}^3$ bis km 14,5 und $2,60 \text{ gr/cm}^3$ für den restlichen Teil analog zu den beiden bereits beschriebenen Profilen. Die Bouguer-Schwere im Vorland des Bayerischen Waldes ist hier besonders ausgeglichen und ungestört. Sie bleibt auf den ersten 8 km fast unverändert gleich. Erst bei km 8,5 nimmt die Schwere ganz leicht zu, ein deutlicher Anstieg ist ab km 11 (nördlich Ittling) zu erkennen. Ein erstes Maximum mit um 8 mgal größerer Schwere gegenüber dem Anfangspunkt des Profils bei Salching wird bei km 13,6 am südlichen Ufer der Donau nahe der Eisenbahnbrücke bei Bogen erreicht, also auch hier bereits südlich des Kristallin-Rands. Danach nimmt die Schwere um etwa 1,1 mgal ab, erreicht jedoch bei km 15 (nördlich Bahnhof Bogen) wieder den vorherigen Betrag. Auf dem restlichen Abschnitt des Profils ist dann nur noch ein geringer Anstieg festzustellen. Bemerkenswert ist die deutlich größere Schwere-Anomalie von 8 mgal gegenüber den Profilen Regensburg und Wörth (2,5 bzw. 4 mgal), sowie die Abnahme der Schwere nach einem ersten Maximum.

5.6.4. Profil DEGGENDORF

Das Profil DEGGENDORF wurde bereits bei FÜHRER 1974 (sowie FÜHRER und SOFFEL 1975) beschrieben. Es wurde jedoch für die hier vorliegende Arbeit mit dem neuen Programm nochmals gerechnet, was eine geringe Verbesserung in der Genauigkeit der Ortsbestimmung mit sich brachte. Außerdem wurden neuere Konstanten für die Normalschwere (Abschnitt 5.4.) verwendet. Daher und aus Gründen der Vollständigkeit soll es hier nochmals behandelt werden.

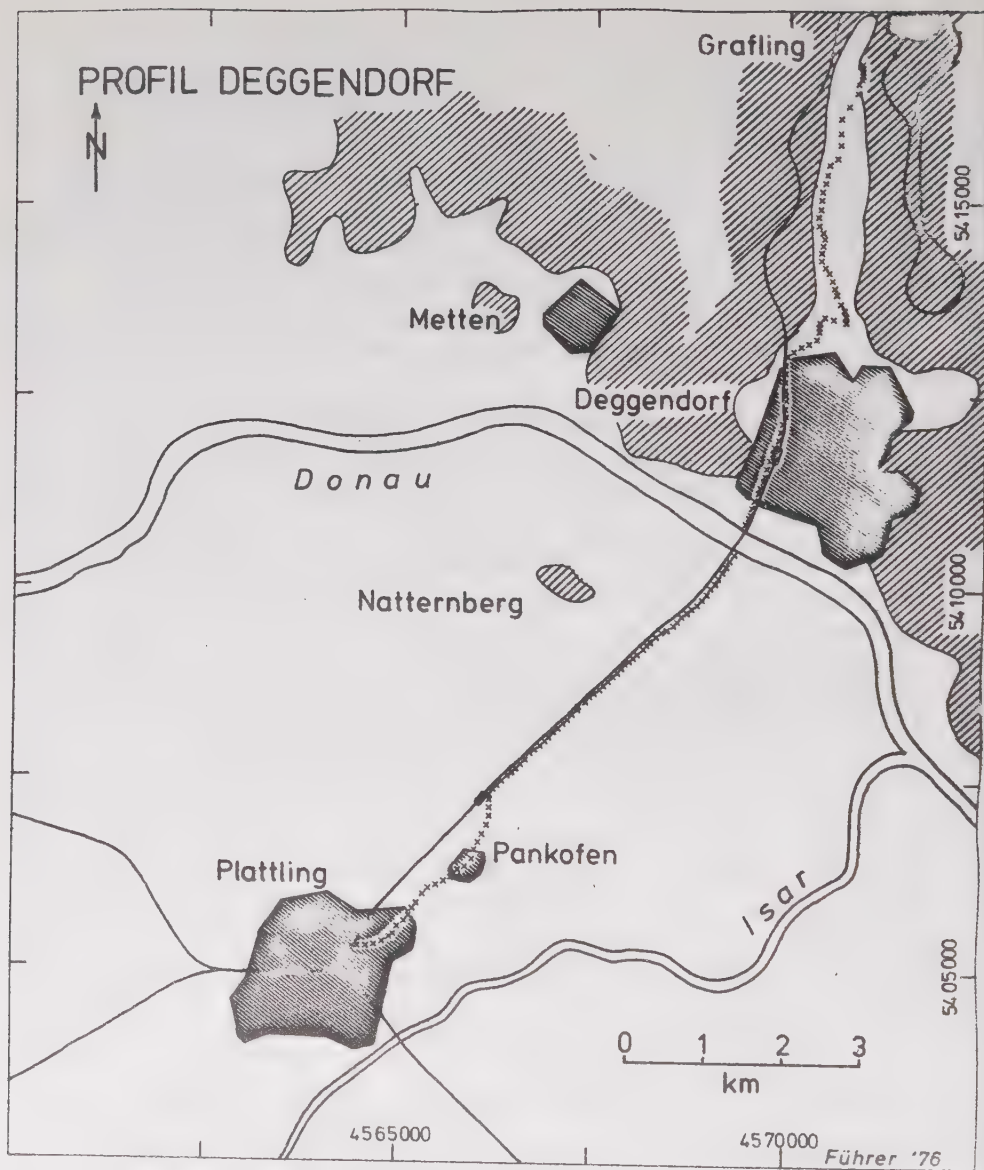


Abb. 26: Lageplan Profil DEGGENDORF (Zeichenerklärung siehe Abb. 20)

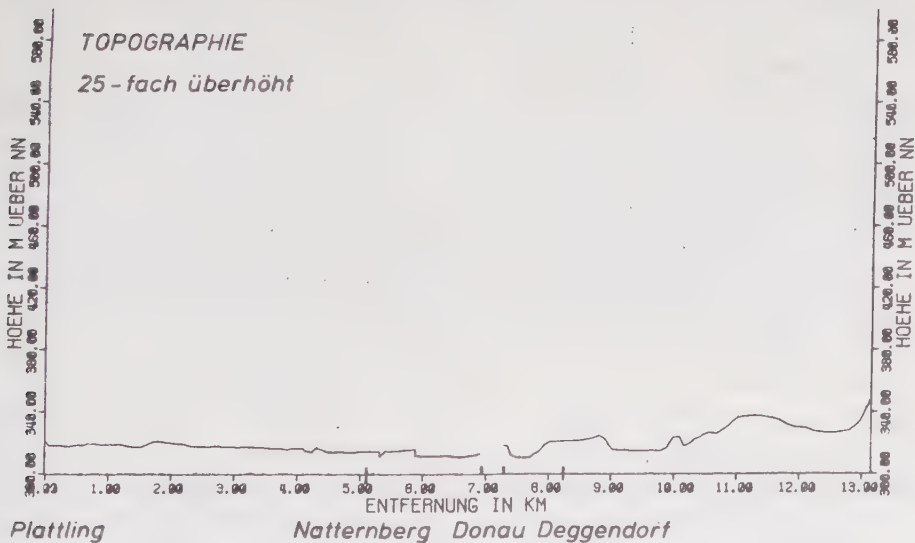
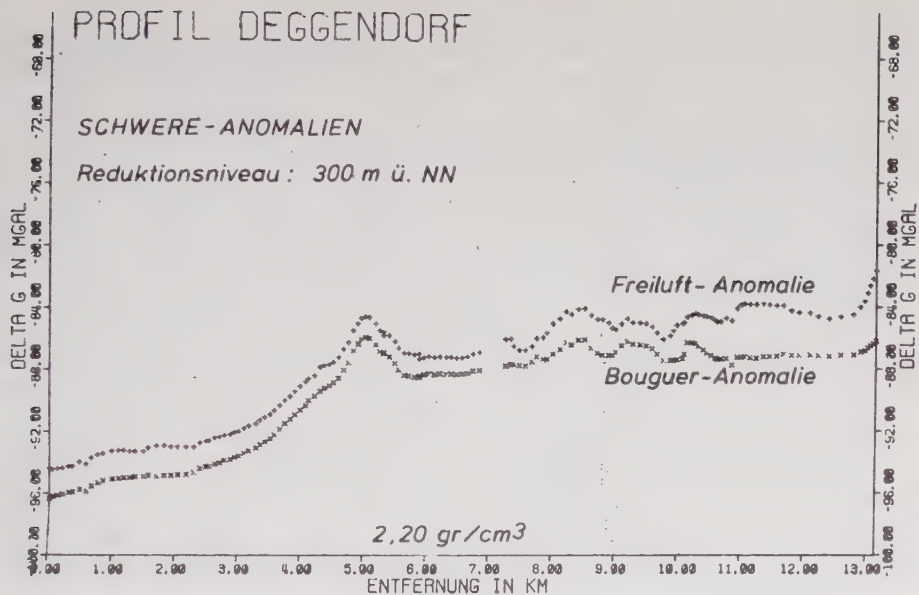


Abb. 27: Anomalien der Schwere und Topographie Profil DEGGENDORF

Das Profil beginnt im Stadtgebiet von Plattling nahe dem Kilometerstein 64 der Bahnlinie Plattling-Deggendorf, folgt jedoch zunächst der Straße über Enzkofen und Pankofen zum Bahnhof Pankofen. Von da an liegen die Meßpunkte an der Bahnlinie bis zum nördlichen Ortsrand von Deggendorf (km 9,5). Ab hier führt die Meßstrecke über einige Feldwege zur Straße Deggendorf-Bodenmais und folgt dieser bis etwa 1 km vor Grafing. Die Donau wird bei km 7 an der Eisenbahnbrücke überquert. Der Höhenunterschied beträgt auf der gesamten Profillänge von 13,2 Kilometern nur 40 m, auf den ersten 11 km sogar nur 20 m. Den Untergrund bilden im Süden zunächst Niederterrassen-Schotter der Isar, die dann ohne deutliche Grenze in das alluviale Flußtal der Donau übergehen. Vom südlichen Ortsrand von Deggendorf an liegen die Meßpunkte auf miozänen Sedimenten, die den Talgrund des hier ins Kristalline ziehenden Tales erfüllen, in dem anfangs auch die Straße Deggendorf-Bodenmais verläuft. Erst am Nordende des Profils steht Kristallin an, obwohl der topographische Südrand des Bayerischen Waldes seitlich des Profils etwa bei km 7,5 bis km 8 anzunehmen ist. Die Gesamtzahl der Gravimeterpunkte beträgt 151.

Da stets tertiäre und quartäre Sedimente den Untergrund des Profils bilden und der Abstand zum Bezugsniveau, für das 300 m über NN gewählt wurden, sehr gering ist, konnte das gesamte Profil DEGGENDORF mit einer einheitlichen Dichte von $2,20 \text{ gr/cm}^3$ reduziert werden. Die Bouguer-Schwere nimmt bei diesem Profil auf dem ersten Kilometer bereits um 1,2 mgal zu. Danach zunächst mit einem geringeren Gradienten, aber nach einem weiteren Kilometer beginnt die Schwere stark zuzunehmen und erreicht bei km 5,0 (also 2 km südlich der Donau) ein Maximum von 10,4 mgal über dem Anfangspunkt in Plattling. Danach nimmt die Bouguer-Schwere, wie schon beim Profil STRAUBING, wieder ab, hier um 2 mgal. Von drei kleineren Maxima zwischen km 8 und km 11 abgesehen bleibt die Anomalie auf dem restlichen Abschnitt fast auf konstantem Niveau. Sie nimmt nur noch um etwa 0,2 mgal pro Kilometer zu. Erst auf den letzten 500 m scheint sich ein etwas stärkerer Anstieg abzuzeichnen. Wegen der geringen Topographie auf diesem Profil verlaufen die Kurven von Freiluft- und Bouguer-Anomalie beinahe in konstantem Abstand von einander. Die Bouguer-Anomalie ist also wiederum nur wenig von der für die Reduktion verwendeten Dichte abhängig.

5.6.5. Profil HENGERSBERG

Das Profil HENGERSBERG (Abb. 28 und 29) beginnt im Südwesten bei der Kirche von Ottmaring und verläuft entlang der Straße über Langenisarhofen und an der Bohrstelle von Osterhofen 1 vorbei zunächst nach Niederalteich. Die Donau wird bei km 7,7 an der Fähre von Niederalteich überquert. Der weitere Verlauf der Meßstrecke führt durch Hengersberg nach Auerbach, wo das Profil an der Kirche nach 15,1 km endet. Die 164 Meßpunkte wurden dabei auf eine 50° NE streichende Linie projiziert. Der Höhenunterschied dieses Profils ist der geringste von allen, nämlich knapp 25 m, da hier die Hengersberger Tertiärbucht tief in das Kristallin reicht und deren Oberfläche nur wenig höher als die Donau-Ebene liegt. So bilden auch bei diesem Profil Sedimente den unmittelbaren Untergrund und zwar überwiegend quartäre Ablagerungen und Tertiär. Nur die letzten Punkte am Ende des Profils in Auerbach liegen auf dem kristallinen Untergrund. Wegen des geringen Höhenunterschiedes zum Bezugsniveau in 300 m über NN konnte auch dieses Profil mit einer einheitlichen Dichte von 2,20 gr/cm³ reduziert werden.

Die Bouguer-Anomalie (Abb. 29 oben) nimmt bereits auf den ersten 5 km fast konstant um 0,9 mgal/km zu. Danach beginnt der Hauptanstieg bis km 7, wo die Schwere um weitere 7,5 mgal zugenommen hat. Auf den restlichen 8 km des Profils zeigen sich leichte Schwankungen der Anomalie, wobei insgesamt noch eine geringe Zunahme von 1 mgal zu beobachten ist. Die Freiluft-Anomalie unterscheidet sich auch hier in ihrer Form nur sehr wenig von der Bouguer-Anomalie.

5.6.6. Profil VILSHOFEN

Das Profil VILSHOFEN (Abb. 30 und 31) beginnt nordöstlich von Arnstorf bei Kohlstorf und verläuft zunächst im Tal des Kollbachs, dann parallel zur Vils bis Vilshofen. Es führt dabei entlang der Straße durch Münchsdorf, Roßbach, Aldersbach und Aunkirchen. Die Gesamtlänge beträgt 25,8 km bei 223 Meßpunkten. Zur Darstellung wurden die Punkte auf eine 80°, also beinahe EW streichende Linie projiziert. Die Höhenunterschiede sind auch bei diesem Profil nur gering. So fällt das Gelände entlang der Meßstrecke von etwa 370 m über NN im Westen bis Aunkirchen (km 21) um etwa 50 m. Danach verläuft

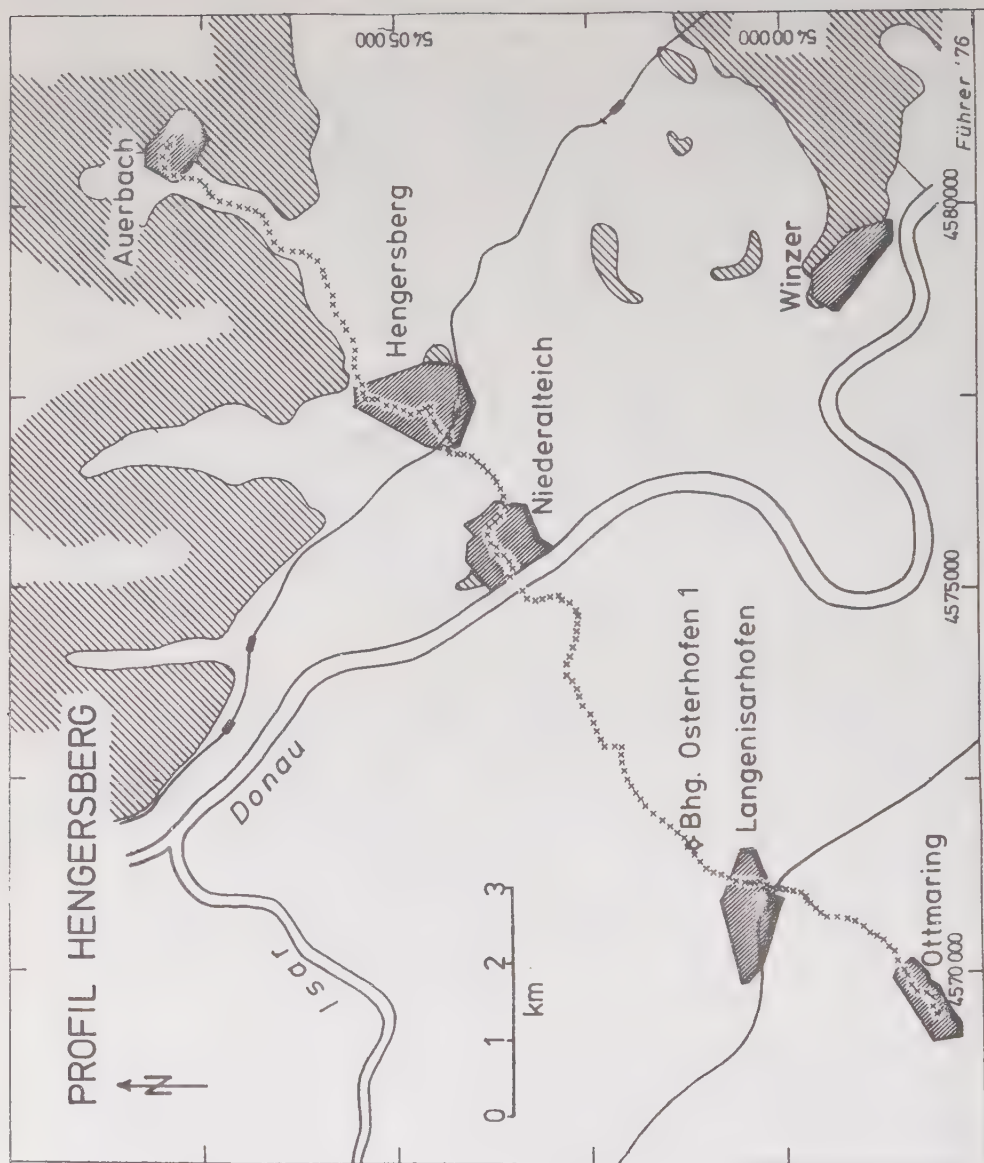


Abb. 28: Lageplan Profil HENGERSBERG (Zeichenerklärung siehe Abb. 20)

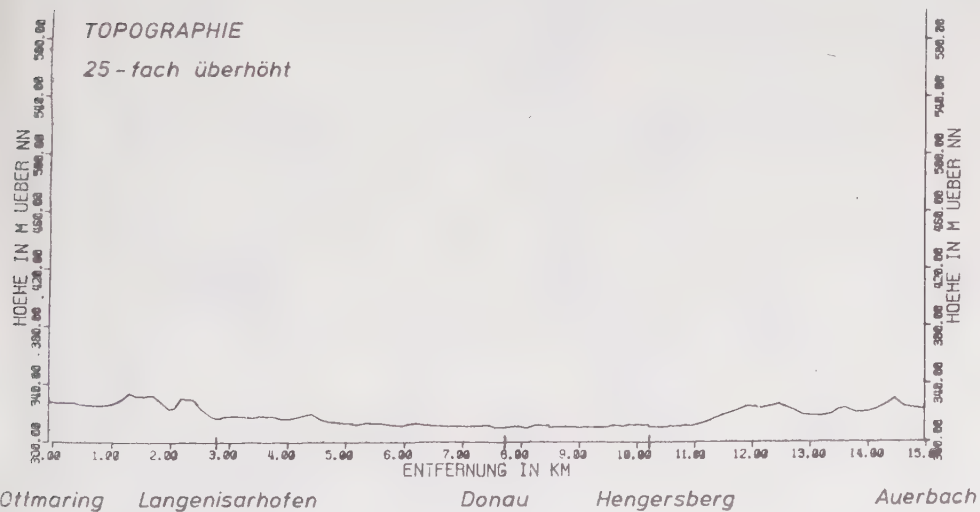
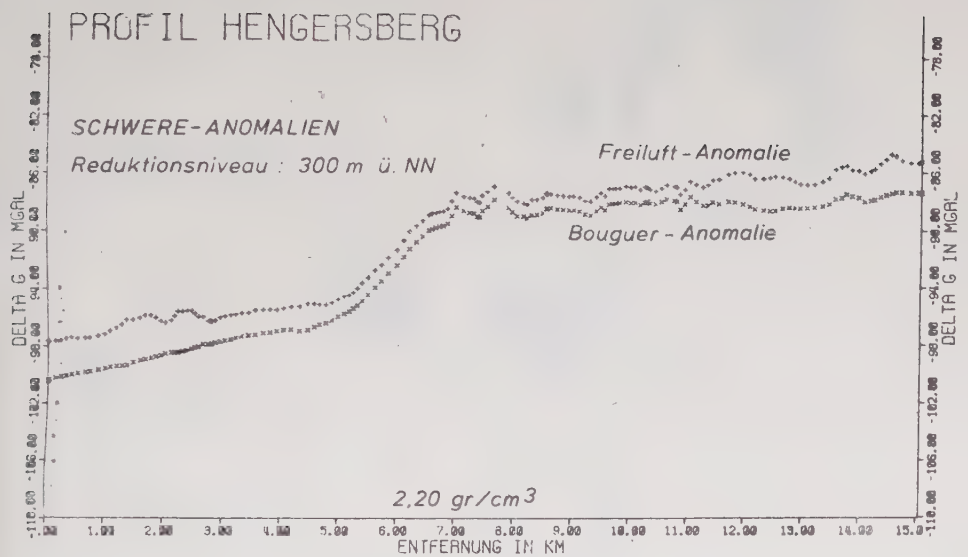


Abb. 29: Anomalien der Schwere und Topographie Profil HENGERSBERG

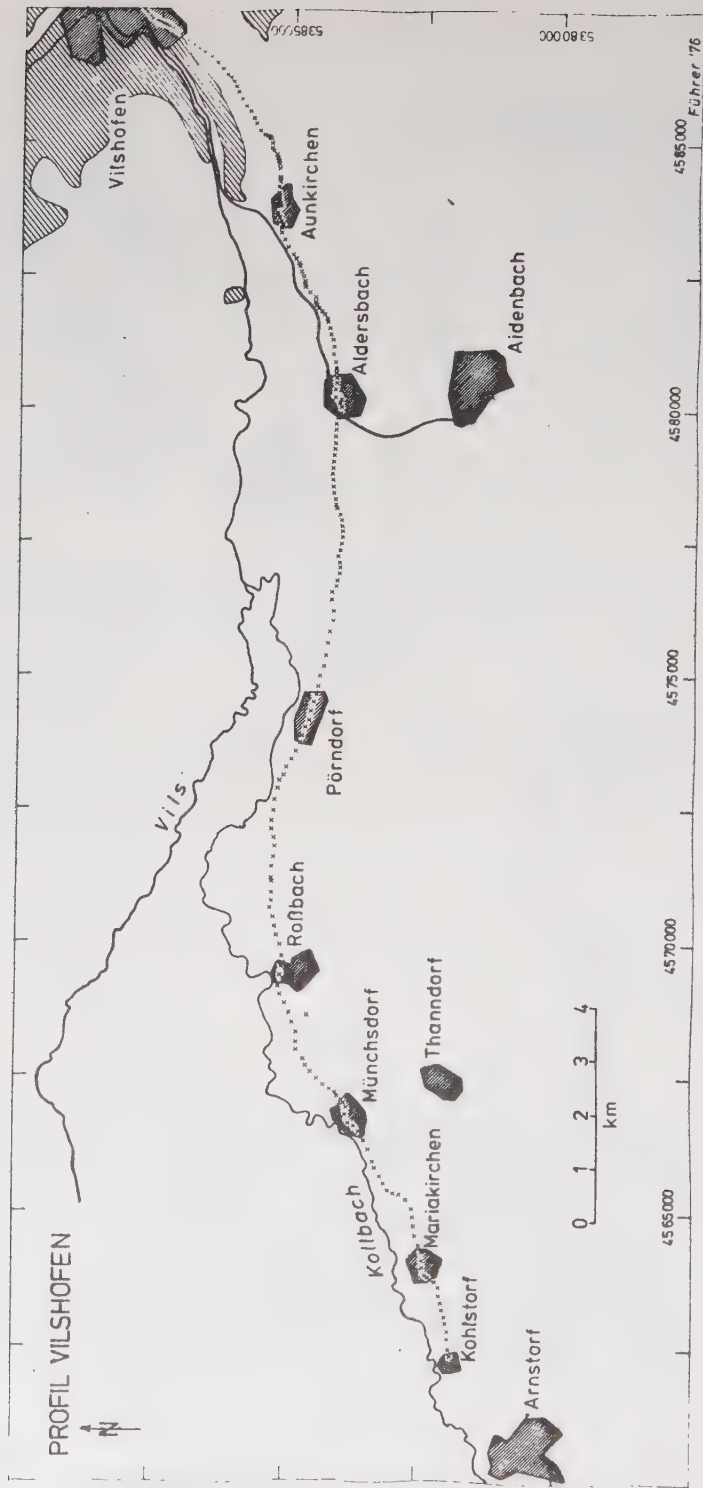


Abb. 30: Lageplan Profil VILSHOFEN (Zeichenerklärung siehe Abb. 20)

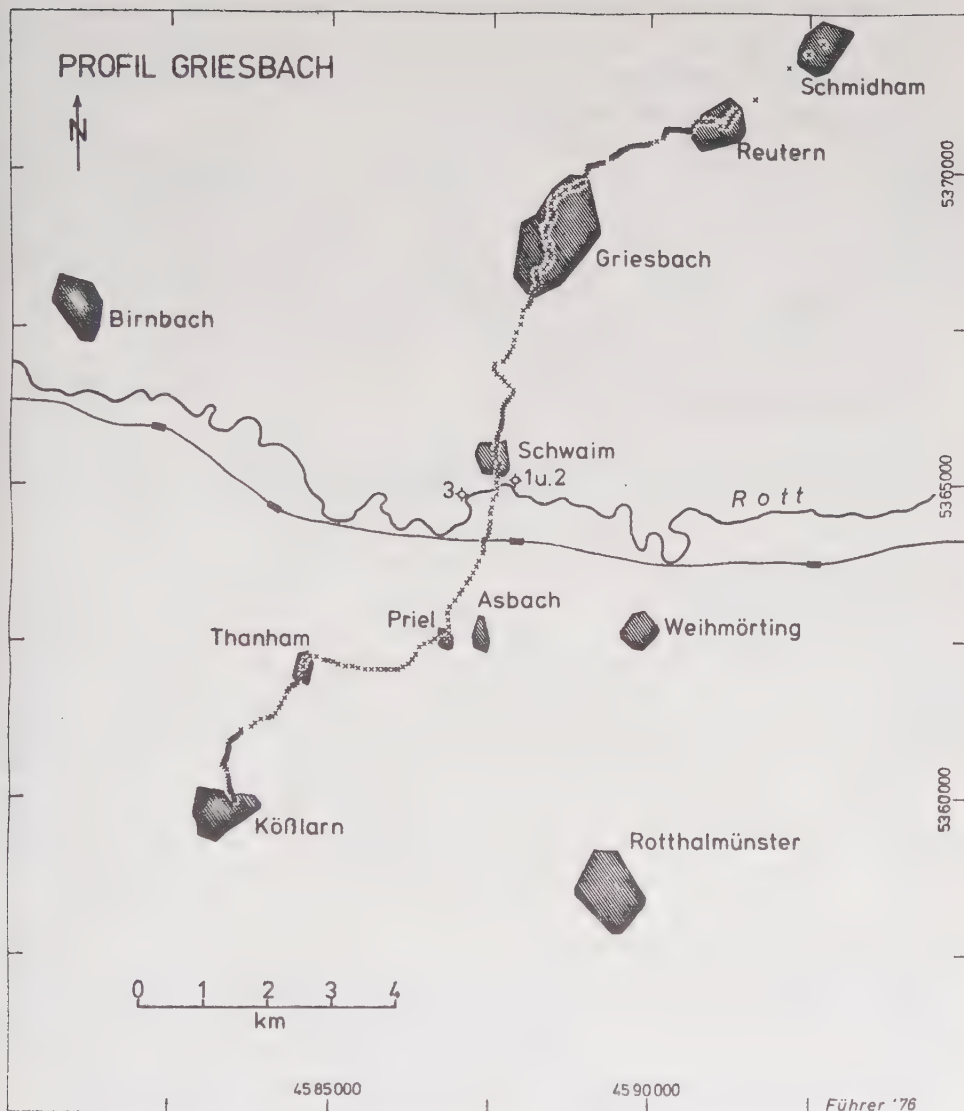


Abb. 32: Lageplan Profil GRIESBACH (Zeichenerklärung siehe Abb. 20)

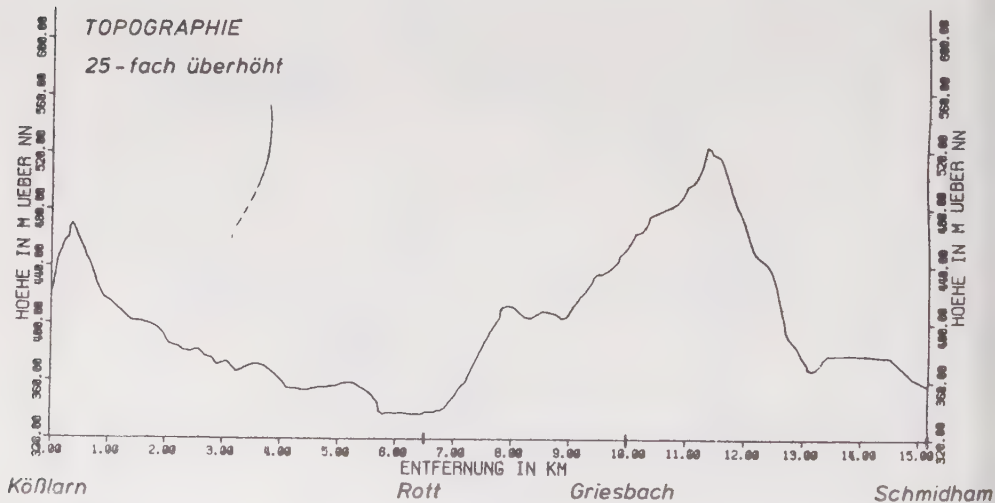
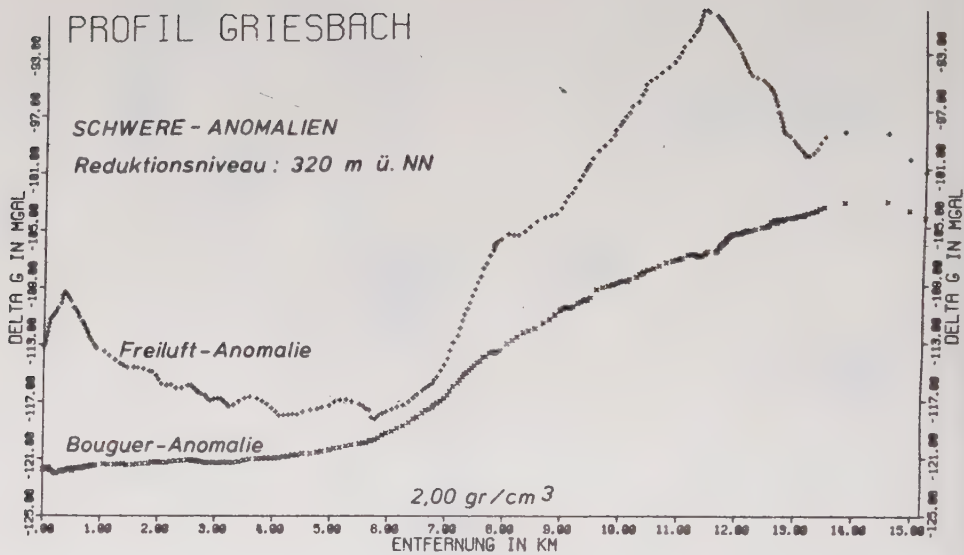


Abb. 33: Anomalien der Schwere und Topographie Profil GRIESBACH

Bei der Berechnung der Bouguer-Anomalie (Abb. 33) ergab sich die geringste Korrelation mit der Topographie bei einer Reduktions-Dichte von $2,00 \text{ gr/cm}^3$ im Gegensatz zu den $2,20 \text{ gr/cm}^3$ für die Sedimentgebiete der übrigen Profile. Dies ist aber wegen der geologischen Unterschiede nicht weiter verwunderlich. Die Bouguer-Schwere bleibt auf den ersten drei bis vier Kilometern etwa gleich, nimmt dann jedoch sehr gleichmäßig und stetig zu. Ein Maximum von $18,5 \text{ mgal}$ über dem Profilanfang wird etwa bei $\text{km } 14$ erreicht. Wie Abb. 33 zeigt, ist mit einer weiteren Zunahme außerhalb der Profilgrenzen nach Nordosten zu rechnen. Diese ist aber wohl hauptsächlich auf eine Dichteänderung im Kristallin zurückzuführen und nicht auf die Grenze zwischen Kristallin und Sedimenten (siehe Abschnitt 6.8.).

5.6.8. Profil POCKING

Das Profil POCKING (Abb. 34 und 35) wurde wie Profil DEGGENDORF (Abschnitt 5.6.4.) schon früher (FÜHRER 1974, FÜHRER u. SOFFEL 1975) beschrieben, soll aber aus denselben Gründen ebenfalls hier nochmals behandelt werden. Es beginnt im Südwesten in Ering am Inn und reicht mit $35,8 \text{ km}$ Länge bis in das Stadtgebiet von Passau. Zur Darstellung in Abb. 35 wurde es auf eine 30° streichende Linie projiziert. Die 340 Meßpunkte liegen an der nahezu senkrecht zum Pockinger Abbruch verlaufenden Bundesstraße 12, die über Malching, Pocking und Neuhaus nach Passau führt. Die südlichen zwei Drittel des Profils liegen auf der quartären Niederterrasse des Inn, einer bis zu 10 km breiten Ebene, die leicht nach Nordosten geneigt ist, mit einem gesamten Höhenunterschied von etwa 30 m (340 bis 310 m über NN) auf über 20 km . Nach Norden geht diese Schotter-Terrasse allmählich in das alluviale Tal der Rott über, die bei $\text{km } 24,7$ überquert wird. Bei $\text{km } 25,7$ beginnt das Gelände plötzlich anzusteigen. Man erreicht hier den Rand der miozänen Molasse und steigt die 30 m , die bisher an Höhe verloren wurden, wieder auf. Nach dem Tal des Vornbacher Bachs ($\text{km } 28,4$) beginnt das Kristallin-Gebiet, das sich durch einen deutlichen Anstieg bemerkbar macht. Der höchstgelegene Punkt des Profils liegt bei 460 m , also 150 m über dem tiefsten Punkt im Tal der Rott. Danach beginnt das Gelände zur Donau hin zu fallen.

Die Bouguer- und die Freiluft-Anomalie des Profils POCKING sind auf dem größten Teil des Profils in ihrem Verlauf sehr ausgeglichen und

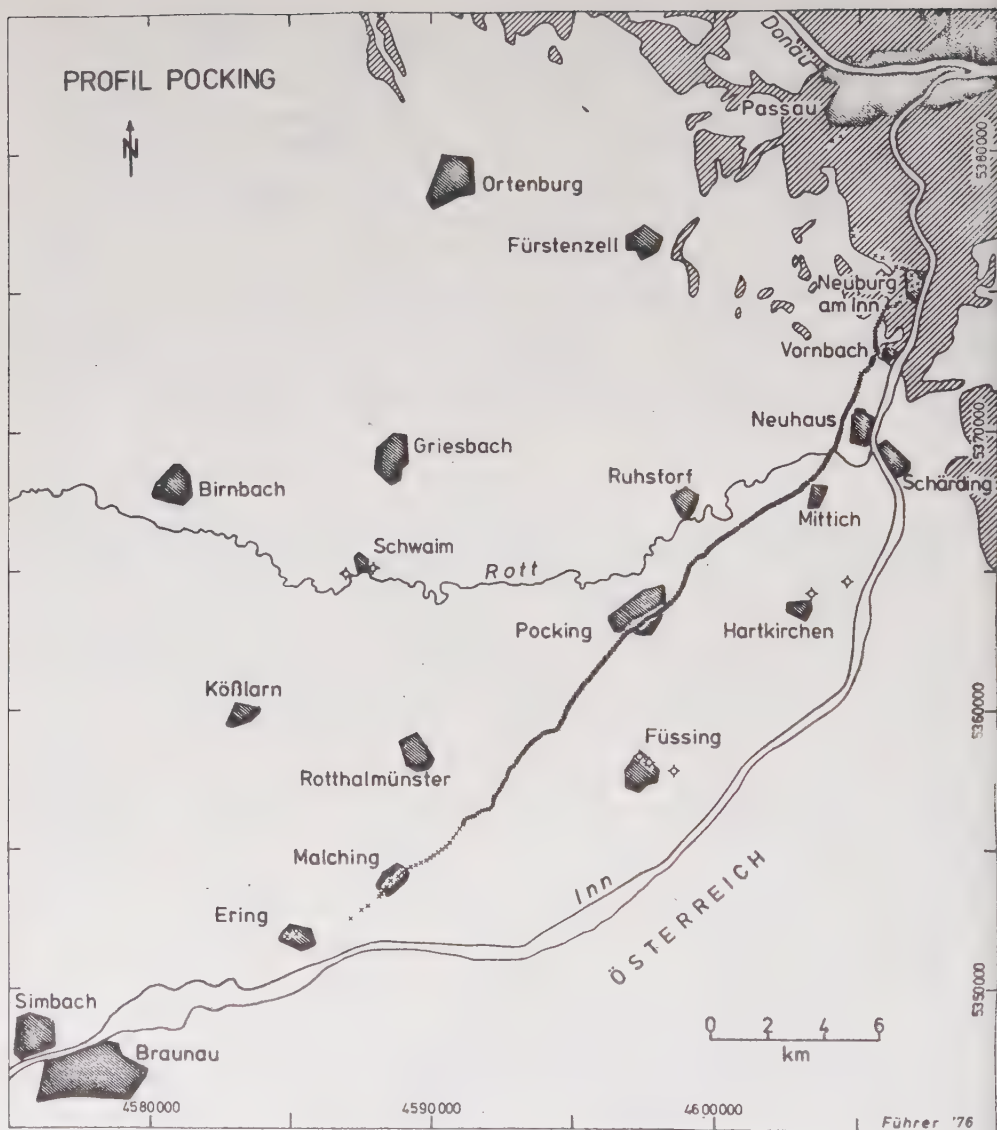


Abb. 34: Lageplan Profil POCKING (Zeichenerklärung siehe Abb. 20)

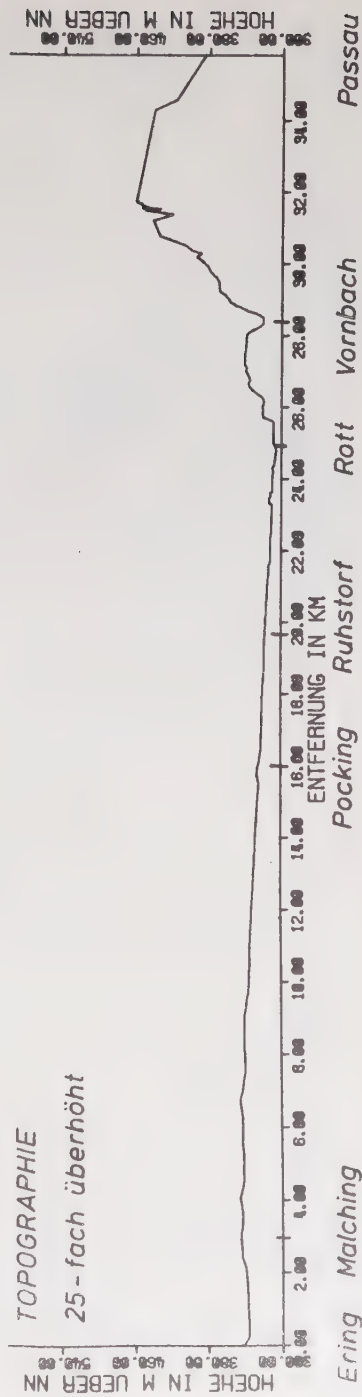
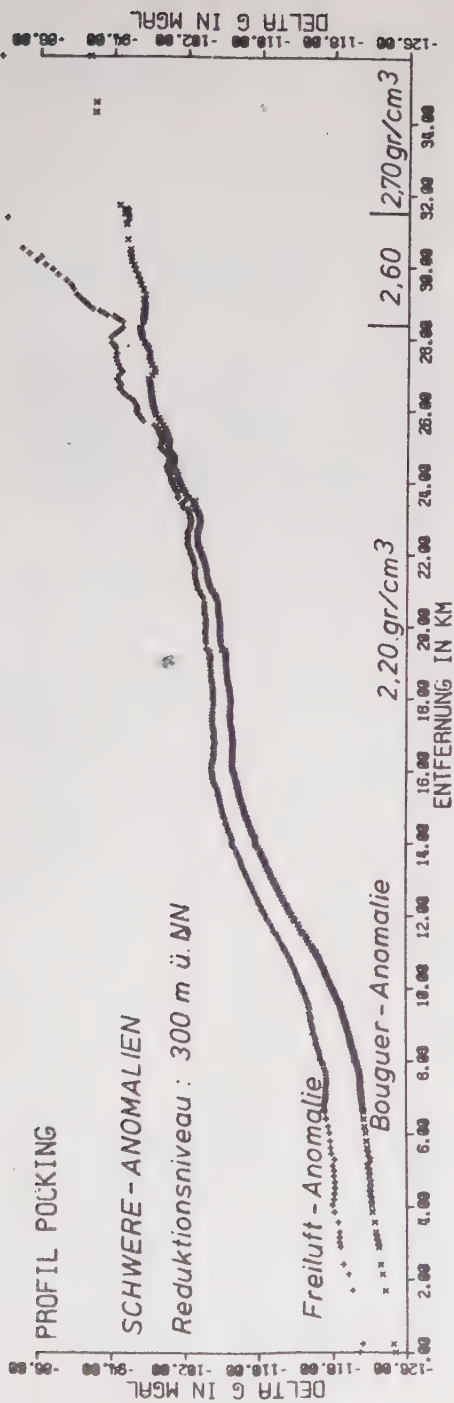


Abb. 35: Anomalien der Schwere und Topographie Profil POCKING

wegen der geringen Höhenunterschiede einander sehr ähnlich. Als Dichten für die Bouguer-Reduktion (Bezugsniveau von 300 m über NN) wurden $2,20 \text{ gr/cm}^3$ für die Sedimente (bis km 28,4) gewählt. Im Kristallin ergab sich die geringste Korrelation zur Topographie bei Verwendung von $2,60 \text{ gr/cm}^3$ für den Abschnitt von km 28,4 bis km 31,5 und $2,70 \text{ gr/cm}^3$ für die restliche Strecke. Dies steht in guter Übereinstimmung mit den Ergebnissen der Dichtebestimmung an Handstücken (Abschnitt 5.3.), die für den im Norden zur Donau verbreiteten Gneis ebenfalls höhere Dichten ergaben als für den Granit, der südlich davon ansteht. Für die Bouguer-Schwere ergab sich eine geringe Zunahme von insgesamt 4 mgal auf den ersten acht Kilometern, gefolgt von einem weiteren acht Kilometer langen Abschnitt, auf dem sie um beinahe 14 mgal anwächst. Danach ändert sie sich zunächst wieder nur langsam, von km 21 bis km 26 jedoch wieder stärker. Die Gesamtzunahme beträgt 33,38 mgal auf der Länge des Profils.

5.6.9. Profil REGENSTAUF

Das Profil REGENSTAUF (Abb. 36 und 37) wurde zur Messung der mit der Keilberg-Störung verbundenen Schwere-Anomalie angelegt. Es verläuft annähernd in Ost-West-Richtung und beginnt westlich von Steinsberg. Von dort führt die Meßstrecke über Eitlbrunn, Diesenbach und Regenstein und endet östlich davon an dem Weiher südlich des Geisbergs. Der Regen wird bei km 5,7 überquert. Die Gesamtzahl der Gravimeter-Meßpunkte beträgt 123, die Länge 7,6 km bei Projektion auf eine senkrecht zum dortigen Streichen der Keilberg-Störung verlaufenden Linie (80°). Zum Gegensatz zu den übrigen Profilen bilden nicht nur quartäre und tertiäre Sedimente den unmittelbaren Untergrund, sondern es stehen hier im westlichen Vorland des Bayerischen Waldes auch die Schichten der Kreide an und in den Tallagen ist auch der oberste Jura aufgeschlossen. Als weitere Besonderheit ist auf die Sedimente des Urnaab-Tertiärs hinzuweisen, die im Jungtertiär in von Erosion ausgeräumten Rinnen abgelagert wurden. Die Meßpunkte am östlichen Ende des Profils befinden sich im Kristallin. Der Höhenunterschied beträgt 70 m, ist also für die Kürze des Profils relativ hoch. Die Bouguer-Reduktion auf das Bezugsniveau von 320 m über NN wurde mit einer Dichte von $2,20 \text{ gr/cm}^3$ durchgeführt. Die Darstellung der Anomalien in Abb. 37 zeigt, daß die Bouguer-Schwere auf den ersten



Abb. 36: Lageplan Profil REGENSTAUF (Zeichenerklärung siehe Abb. 20)

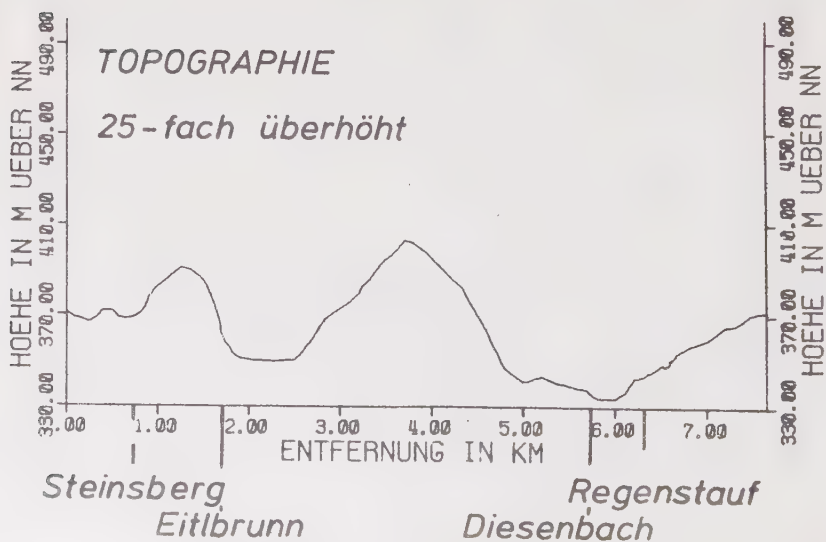
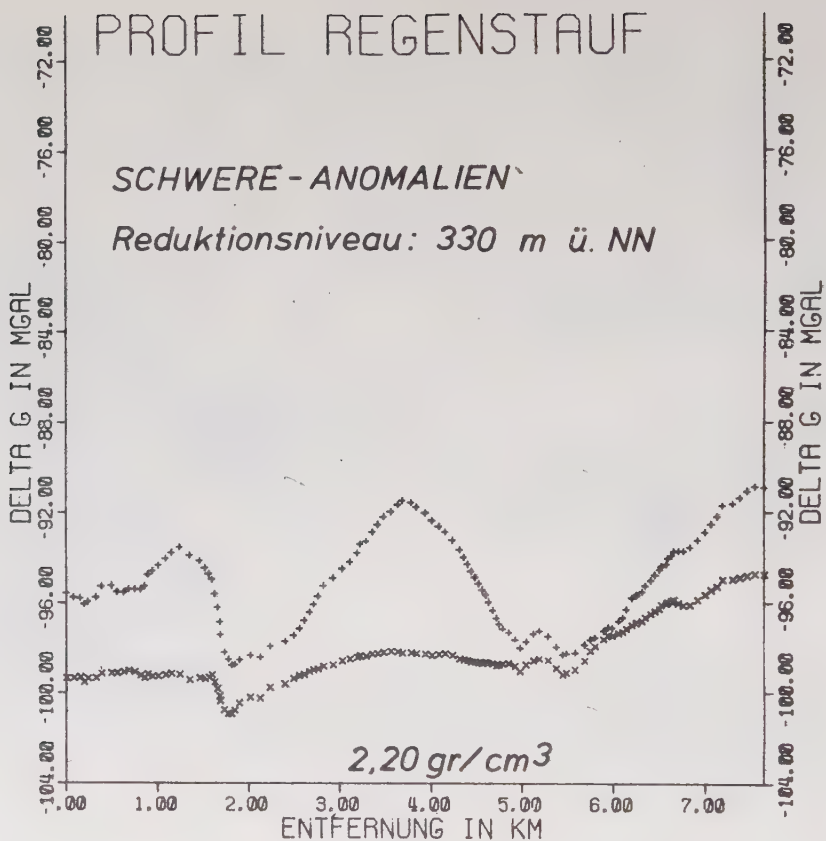


Abb. 37: Anomalien der Schwere und Topographie Profil REGENSTAUF

1,7 km konstant ist. Danach nimmt sie plötzlich um 1,7 mgal ab und dann wieder langsam um 2,7 mgal zu. Von km 3,5 bis km 5,8 ändert sie sich nur wenig, abgesehen von zwei kleineren Minima bei km 5 bzw. km 5,5. Danach nimmt die Schwere nochmals zu und ist am Ende des Profils um 4,6 mgal größer als am Anfangspunkt im Westen. Die letzte Zunahme erfolgt etwa zur Hälfte vor und zur Hälfte nach der Überquerung des Kristallinrandes, der sich etwa bei km 6,5 befinden sollte, wie sich aus dem Anstehenden beiderseits des Profils ergibt.

5.6.10. Gemeinsame Betrachtung aller Profile

Bei allen Profilen zeigt sich, wie zu erwarten, eine Zunahme der Bouguer-Schwere in Richtung zum kristallinen Grundgebirge des Bayerischen Waldes, wobei bei allen die hauptsächliche Zunahme der Schwere schon im Vorland des Kristallins erfolgt, mit Ausnahme des Profils REGENSTAUF, wo sie sich auch nach Überquerung des Kristallin-Randes noch fortsetzt. Der Betrag der Schwere-Störung am Donau-Randbruch nimmt von Regensburg an nach Südosten zu, und zwar wurden folgende Differenzen der Bouguer-Schwere zwischen Vorland und Kristallin gemessen:

Profil	REGENSBURG	2,5 mgal
"	WÖRTH	4 mgal
"	STRAUBING	8 mgal
"	DEGGENDORF	über 10,5 mgal
"	HENGERSBERG	12,5 mgal
"	VILSHOFEN	13 mgal
"	GRIESBACH	16 mgal
"	POCKING	33 mgal

Bei den beiden letztgenannten Profilen GRIESBACH und POCKING tragen allerdings, wie sich zeigen wird (Abschnitt 6.9. und 6.10.), außer der Dichtedifferenz zwischen Sedimenten und Kristallin noch andere Umstände zu der Schweredifferenz bei. Das Profil REGENSTAUF, das am weitesten im Nordwesten liegt, läßt sich mit einer Schwere-Anomalie von 4,6 mgal nicht in dieses System einordnen und unterscheidet sich somit auch in dieser Hinsicht von den übrigen.

6. Modell-Rechnungen

6.1. Allgemeines zu den Modell-Rechnungen

Zur Interpretation der gemessenen Anomalien wurden Modelle von zwei-dimensionalen Störkörpern entworfen und deren Schwerestörung berechnet und mit der gemessenen verglichen. Durch schrittweise Abänderung der Modelle konnte deren berechnete Anomalie der gemessenen angepaßt werden, bis sich eine gute Übereinstimmung zwischen beiden ergab. Nun erlaubt aber die Potential-Theorie, eine unbegrenzte Anzahl von Modellen zu finden, mit denen man eine solche Übereinstimmung erzielen kann, und man muß daher die Oberflächen-Geologie und insbesondere die Bohrdaten als Randwerte verwenden, um auf diese Weise schließlich Modelle zu erhalten, von denen man annehmen kann, daß sie die tatsächlichen geologischen Verhältnisse annähernd wiedergeben. Die Übereinstimmung wird dabei umso größer sein, je mehr Randwerte aus der Geologie schon bekannt sind. Es bleiben jedoch immer noch einige Probleme, von denen die hierbei zu erreichende Genauigkeit abhängt. Zum einen sind natürliche geologische Körper niemals zwei-dimensional, da sie in der dritten Dimension nicht unendlich ausgedehnt sein können. Dennoch liefern zwei-dimensionale Modelle gute Ergebnisse, da die hier zu betrachtenden Störkörper sich in ihrer Streichrichtung nur sehr langsam ändern, oder in anderen Worten, der Donau-Randbruch im Streichen sehr viel ausgedehnter ist, als in der Tiefe und Breite. Auch die Isanomalien der Bouguer-Schwere (Abb. 13), die auf längeren Strecken in der Umgebung des Donau-Randbruchs relativ geradlinig und annähernd parallel verlaufen, zeigen die Berechtigung einer Näherung durch zwei-dimensionale Modelle. Zum anderen würde auch die wesentlich aufwendigere Berechnung von drei-dimensionalen Störkörpern keine deutlich besseren Modelle liefern, da die zu erreichende Genauigkeit noch von anderen weit einflußreicheren Umständen begrenzt wird. So besitzen geologische Körper niemals eine homogene Dichte, sondern sind inhomogen sowohl in der Vertikalen, als auch in der Horizontalen, z.B. durch Wechsel in der petrologischen Zusammensetzung, durch unterschiedliche tektonische Beanspruchung oder durch verschiedene Kompaktierung. Faßt man jedoch Bereiche zusammen, innerhalb derer sich die Dichte nicht zu stark ändert und weist ihnen eine mittlere Dichte zu, so kann man dennoch brauchbare Modelle berechnen. Die ungenügende Kenntnis dieser mittleren Dichte aber ist das schwächste Glied bei der Konstruktion der Störkörper. Da nämlich nicht die

absolute Dichte eines Störkörpers, sondern die Dichte-Differenz zu seiner Umgebung entscheidend für seine Schwere-Anomalie ist und sich die Dichten der verschiedenen Gesteinskörper nur wenig unterscheiden (gewöhnlich 10 - 20 %), muß diese Differenz sehr genau bekannt sein. Die Problematik der Dichtebestimmung wurde bereits in Abschnitt 5.3. behandelt. In der hier vorliegenden Arbeit wurde nun von den folgenden Überlegungen ausgegangen:

Da sowohl die Dichtebestimmung an Handstücken als auch das Nettleton-Verfahren für die im Vorderen Bayerischen Wald weit verbreiteten Granite und sauren Gneise eine mittlere Dichte von $2,60 \text{ gr/cm}^3$ ergeben hatte, wurde diese auch für die Modell-Rechnung als die mittlere Dichte des Kristallins angenommen. An einigen Stellen (z.B. am Nordende von Profil POCKING) ist mit etwas höheren Dichten zu rechnen. Die Gesteinsdichten der Sedimente nehmen mit der Tiefe zu, da in Folge des Druckes der überlagernden Schichten die Porosität abnimmt. Somit sind die durch das Nettleton-Verfahren bestimmten Dichten der oberflächennahen Sedimentschichten nicht repräsentativ für mächtigere Gesteinseinheiten. Da jedoch einige Bohrungen im Vorland des Bayerischen Waldes existieren, deren Daten bekannt sind, konnte die Dichte-Differenz der Sedimente zu den kristallinen Gesteinen auf folgende Weise bestimmt werden:

Für die Schweredifferenz Δg einer Schicht der Mächtigkeit d und dem Dichteunterschied $\Delta \sigma$ gegen die ferne Umgebung gilt in hinreichender Entfernung vom Rand:

$$\Delta g = 0,0419 \cdot \Delta \sigma \cdot d$$

$\Delta \sigma \text{ in gr/cm}^3$
 $d \text{ in m}$

Ist die Schweredifferenz Δg durch Messung bekannt, so kann man bei Kenntnis von d (aus den Bohrraten) den Dichteunterschied $\Delta \sigma$ berechnen. Hat man zwei Schichten mit den Dichte-Differenzen $\Delta \sigma_1$ und $\Delta \sigma_2$ und den Mächtigkeiten d_1 und d_2 , so gilt analog:

$$\Delta g = 0,0419 \cdot (\Delta \sigma_1 \cdot d_1 + \Delta \sigma_2 \cdot d_2)$$

Bei Kenntnis von Δg und d_1 und d_2 ergibt sich hieraus eine Beziehung zwischen $\Delta \sigma_1$ und $\Delta \sigma_2$. Kennt man nun noch die petrographische Zusammensetzung der beiden Schichten und die Variationsmöglichkeit ihrer Dichten, so kann man unter günstigen Umständen mögliche Kombinationen von $\Delta \sigma_1$ und $\Delta \sigma_2$ abschätzen. Wenn diese dann auch nicht

eindeutig festgelegt sind, so ergibt sich dabei doch eine Verbesserung gegenüber einem Modell mit nur einer Schicht. Unter diesen allgemeinen Voraussetzungen wurden nun die Modellrechnungen durchgeführt. Wie schon die Reduktionen wurden auch die Störkörper an der Rechenanlage pdp 11/40 berechnet, und zwar ebenfalls mit Hilfe eines FORTRAN-Programms des Verfassers. Die Grundlage hierfür bildet die Methode von TALWANI e.a. (1959). Zur Berechnung brauchen nur die Koordinaten der Eckpunkte der Störkörper sowie deren Dichte-Differenz zur Umgebung eingegeben werden. Auf dem Plotter werden nach Beendigung der Rechnung ein Querschnitt durch den Störkörper und darüber dessen Schwereanomalie gezeichnet. Für die im Folgenden zu besprechenden Modelle, die sich für die einzelnen Anomalien ergaben, wurde dabei folgende Form gewählt: In der unteren Hälfte jeder Zeichnung ist ein Querschnitt durch den Störkörper (unterhalb des Bezugsniveaus) fünffach überhöht abgebildet (ansonsten wären viele Details nicht zu erkennen gewesen). Allerdings wird durch die Überhöhung auch ein stärkeres Einfallen der Schichten bzw. tektonischen Grenzen vorge-täuscht. Die berechnete Anomalie des Störkörpers ist darüber mit einer durchgezogenen Linie, die (gemessene) Bouguer-Anomalie, punktiert dargestellt. Außerhalb des Bildrandes wurden die Modelle ohne Änderung der jeweiligen Schichtneigung fortgesetzt. Die Genauigkeit der Modelle ist, wie aus dem oben Gesagten hervorgeht, schwer abzuschätzen, da sie letztlich von der Genauigkeit, mit der die Dichte-Differenz bekannt ist, überwiegend abhängt. Aus der Erfahrung, die bei der stufenweisen Verbesserung der Modelle gemacht wurde, kann man vielleicht folgende Fehlergrenzen angeben:

Tiefen-Intervall 0 - 300 m : $\pm$ 50 m

Tiefen-Intervall 300 - 1000 m : $\pm$ 100 m

Tiefen-Intervall über 1000 m : $\pm$ 200 m

Demnach sind beispielsweise die Koordinaten eines Eckpunktes eines Störkörpers, die für die Rechnung in einer Tiefe von 800 m angenommen wurden, um $\pm$ 100 m sowohl in horizontaler als auch vertikaler Richtung unsicher. Dies ist aber nur eine grobe, wenn auch vorsichtige Abschätzung.

6.2. Modell REGENSBURG

Für den Entwurf eines Störkörper-Modells für das Profil REGENSBURG (Abb. 38) besonders hilfreich war die Bohrung Barbing 1 von 1959, die unmittelbar neben dem Profil bei km 11,7 gelegen ist (BAUBERGER e.a. 1969). Bei einer Ansatzhöhe von 328,5 m über NN wurden folgende Gesteine angetroffen:

0 - 7,00 m	Quartär	Donauschlick und Donaukies
0 - 50,00 m	Tertiär	Tone, Tonmergel, Tonmergelsand
0 - 217,60 m	Oberkreide	Überwiegend Mergel, Sandsteine, Kalksandsteine
0 - 473,95 m	Jura	Kalke (80 %), Sandsteine, Mergelsteine
0 - 477,80 m	Keuper	Sandsteine etc.

Vergleiche mit den geologischen Gegebenheiten in der Umgebung (hochgeschleppte Schichten am Keilberg sowie andere Bohrungen) lassen vermuten, daß die Bohrung nur wenige Meter über dem Kristallin endete. Auf Grund dieser Daten und der hier gemessenen Schwere-Anomalie am Donau-Randbruch wurden nach der in 6.1. beschriebenen Methode folgende mittleren Gesteinsdichten als die wahrscheinlichsten ermittelt: 2,35 gr/cm³ für die Sedimente von Quartär, Tertiär und Oberkreide zusammen sowie 2,55 gr/cm³ für Jura, wenn man, wie bereits erläutert, 2,60 gr/cm³ für das Kristallin annimmt. Die gegenüber den jüngeren Sedimenten deutlich höhere Dichte des Jura ist wegen des großen Anteils der dichten Malmkalke anzunehmen. Mit diesen oder nur wenig veränderten Gesteinsdichten wurden auch bei den anderen Modellen gute Übereinstimmungen von Modell-Anomalie und gemessener Schwere-Störung erzielt und konnten auch die durch Bohrungen und Oberflächen-Geologie gegebenen Randwerte hinreichend erfüllt werden. Als Besonderheit des Modells REGENSBURG mußte jedoch ein Regionalfeld von 0,05 mgal/km angenommen werden, da sonst die gemessene Anomalie nur durch ein Modell zu erklären wäre, bei dem am Süden des Profils Kristallin ansteht, was in Wirklichkeit aber offensichtlich nicht der Fall ist. Auch der Verlauf der Schwere im Kristallin macht ein solches Regionalfeld wahrscheinlich. Die Form der Störkörper in unmittelbarer Umgebung des Donau-Randbruchs wird von dieser Annahme jedoch nicht beeinflusst, da das Regionalfeld auf den betreffenden zwei Kilometern ja nur eine Änderung von 0,01 mgal bewirkt, was gegenüber

MODELL REGENSBURG

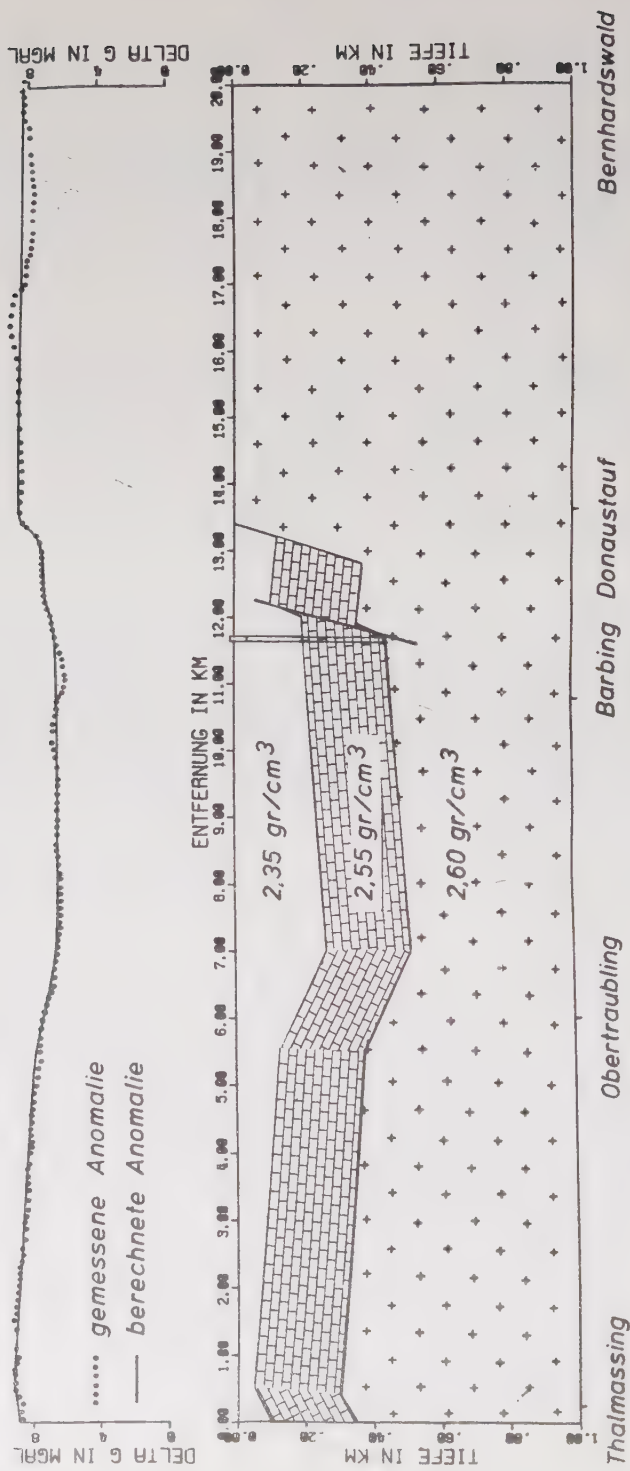


Abb. 38: Modell REGENSBURG

der gesamten dortigen Anomalie von 2,5 mgal zu vernachlässigen ist. Insgesamt ergab sich ein flaches Einfallen (ca. 15°) des Donau-Randbruchs vom Südrand des Kristallins bei Donaustauf. Wegen der fünffachen Überhöhung erscheint der Neigungswinkel in der Zeichnung (Abb. 38 unten) stark vergrößert. Eine zweite Stufe ist etwa 1 km südlich vom Kristallin-Rand zu erwarten. Das Modell stimmt mit den Ergebnissen der Bohrung Barbing 1, wie gezeichnet, völlig überein. Nach diesem staffelbruch-artigen Abtauchen des Kristallins am Donau-Randbruch steigt die Kristallin-Oberfläche nach Süden zu wieder leicht an und muß sicherlich im Zusammenhang mit dem allgemeinen Anstieg zum Landshut-Neuöttinger-Hoch gesehen werden (vergl. Abb. 12). Der Winkel, mit dem dies erfolgt, ist natürlich sehr abhängig von dem angenommenen Regionalfeld, jedoch ergibt sich bei dem verwendeten Wert von $-0,05$ mgal/km unter der Annahme etwa konstanter Mächtigkeit von Jura und Kreide eine Übereinstimmung der Kreide-Oberfläche des Modells mit der Höhenlage der am Süden des Profils bei Thalmassing anstehenden Kreide. Außerhalb des gezeichneten Querschnitts wurde das Modell bei nach Süden weiter leicht ansteigender Kristallin-Oberfläche gerechnet, jedoch wäre auch bei horizontaler Lage kein Unterschied in der Anomalie zu entdecken. Nach Norden wurde das Modell wie alle folgenden unter der Annahme von anstehendem Kristallin fortgesetzt. Als Ursache für das Regionalfeld kommen in Frage eine langsame Dichteänderung im Kristallin, was wegen der gleichmäßigen Form des Feldes wenig wahrscheinlich ist, oder die geneigten Grenzen zwischen oberer und unterer Kruste bzw. zwischen unterer Kruste und oberem Mantel, wie sie sich aus den seismischen Messungen ergeben (Abschnitt 4.2.).

6.3. Modell WÖRTH

Das Modell WÖRTH (Abb. 39) ähnelt in seiner grundsätzlichen Form sehr dem Modell REGENSBURG. Bei gleichen Dichten und gleicher Mächtigkeit des Jura (ca. 250 m) ergeben sich im wesentlichen eine etwas größere Gesamtmächtigkeit der Sedimente von maximal 650 m gegen 520 m beim Profil REGENSBURG und ein steileres Einfallen der Störung am Donau-Randbruch (ca. 60°). Die größere Sprunghöhe der tektonischen Störungen bringen vor allem eine Zunahme der Mächtigkeiten von Tertiär und Kreide, wie dies die Bohrungen weiter östlich bei Straubing auch ergaben. Die Mächtigkeit des Jura, insbesondere des Malm, dürfte sich

MODELL WOERTH

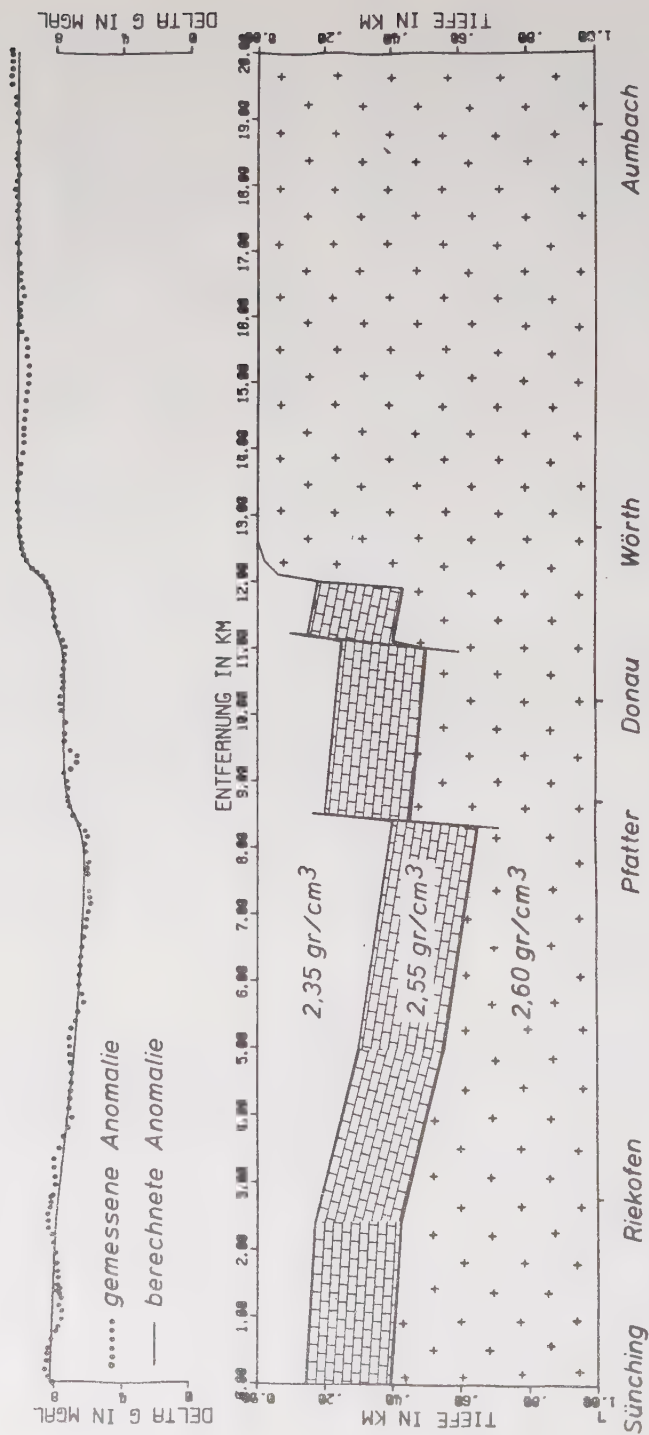


Abb. 39: Modell WÖRTH

in diesem Raum nur wenig ändern, selbst die 80 bzw. 110 km weiter im Südosten gelegenen Bohrungen ergaben nur geringfügig andere Werte. Da die Hauptbewegungen am Donau-Randbruch postjurassisch erfolgten, wurde der Jura mit verformt. Anscheinend ist beim Profil WÖRTH eine weitere tektonische Stufe zwischen km 8 und km 9 ausgebildet. Bei der Konstruktion des Störkörper-Modells wurde nicht versucht, alle Schwankungen der Schwere im Vorland des Bayerischen Waldes zu erklären. Ihre Ursachen können Änderungen der Dichte in den oberflächennahen Sedimenten oder das Relief der Malm-Oberfläche sein. Da die Süd-deutsche Scholle während der Unterkreide festländisch war und der zuvor abgelagerte Malm dadurch der Verwitterung ausgesetzt war und stark verkarstet ist, dürfte dies am wahrscheinlichsten sein, insbesondere, da bei den weiter östlich gelegenen Profilen, wo die Malm-Oberfläche in weit größerer Tiefe liegt, die Unruhe der Bouguer-Anomalie nicht mehr besteht. Das schon erwähnte lokale Minimum der Schwere bei km 9,4 nördlich Pfatter, das mit dem dortigen Altwasser-gebiet der Donau zu korrelieren ist, kann durch eine 10 - 15 m mächtige Wasser- und Sumpfschicht von mittlerer Dichte $1,2 - 1,5 \text{ gr/cm}^3$ erklärt werden.

6.4. Modell STRAUBING

Beim Modell STRAUBING (Abb. 40) ist eine gegenüber den beiden vorherigen Profilen deutliche Zunahme der Sedimentmächtigkeit festzustellen und zwar vor allem der kretazischen und tertiären Schichten, während der Jura, wie in 6.3. geschildert, sich kaum verändern dürfte. Übereinstimmend mit den Daten der Bohrung Parkstetten (Abb. 9) befindet sich die Malm-Oberfläche 3 - 4 km vor dem Rand des anstehenden Kristallins in einer Tiefe von etwa 800 m. Etwas weiter südlich, wohl im Untergrund von Straubing, deutet sich eine weitere Stufe an, südlich derer die Gesamtmächtigkeit der Sedimente dann etwa 1,2 km beträgt. Das Einfallen der Grenze zwischen Kristallin und Sedimenten am Donau-Randbruch beim Modell STRAUBING ist mit $25^\circ - 30^\circ$ geringer als beim Modell WÖRTH. Bemerkenswert ist, daß bereits zwischen km 13,5 und km 13,7, also am Südufer der Donau, mit fast bis zur Erd-Oberfläche aufragendem Kristallin zu rechnen ist. Dies stimmt mit der Lage des Bogenberges etwa 1,5 km südöstlich des Profils überein. Anscheinend setzt sich diese Randhöhe des Bayerischen Waldes unter den westlich

MODELL STRAUBING

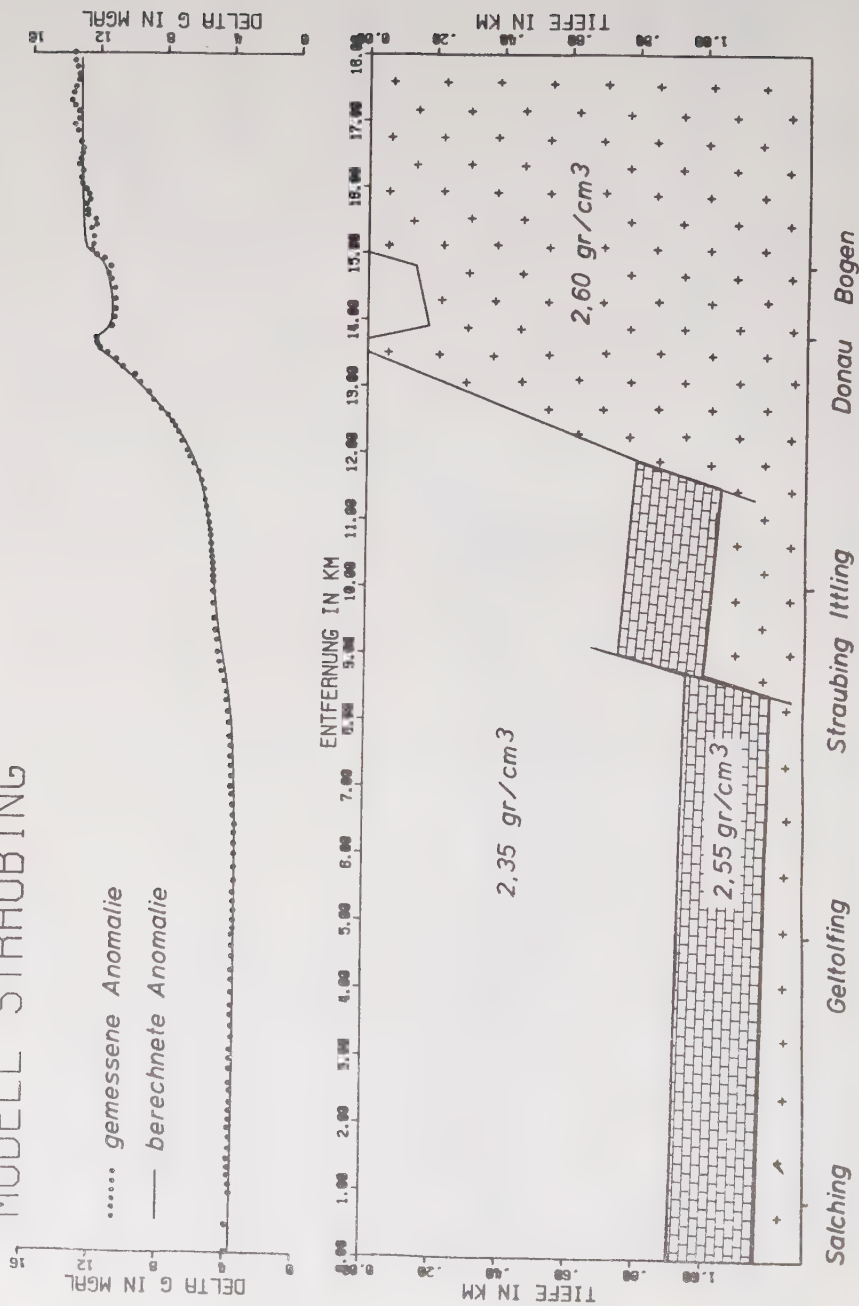


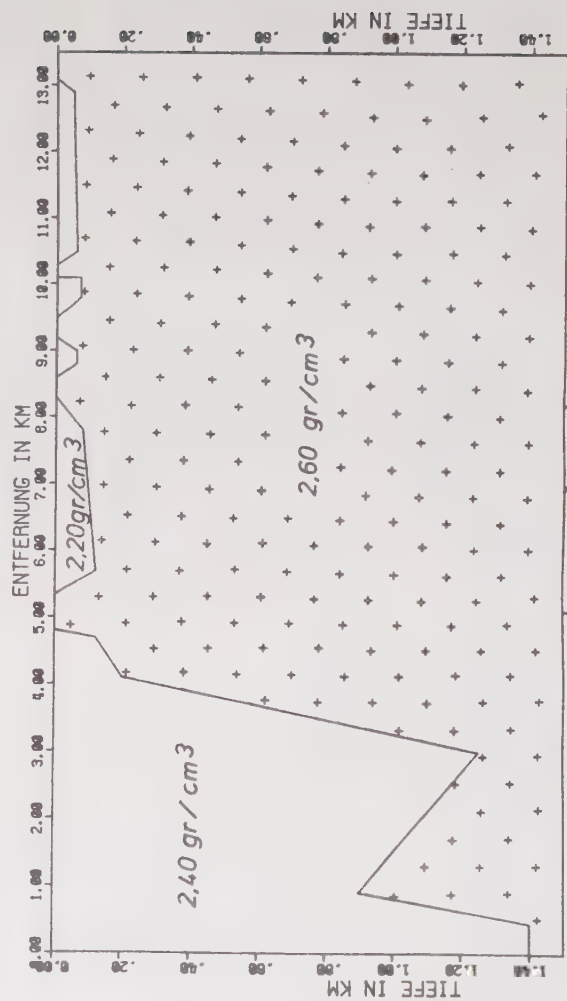
Abb. 40: Modell STRAUBING

davon ins Kristallin reichenden Tertiär-Sedimenten noch etwas fort. Nördlich davon sind wieder ein wenig erhöhte Sediment-Mächtigkeiten anzunehmen. Natürlich sind die Abweichungen von der zwei-dimensionalen Struktur hier besonders groß und das Modell soll nur qualitativ die Struktur andeuten. Die Ausgestaltung der Kristallin-Oberfläche an dieser Stelle ist sicher das Produkt der Erosion und der Kristallin-Riegel in der Fortsetzung des Bogenberges ist sicher unterbrochen. Wegen der geringen Kompaktierung der oberflächennahen Sedimente an dieser Stelle besitzen diese wohl eine geringere Dichte, als die im Modell angenommenen $2,35 \text{ gr/cm}^3$, womit eine geringere Sediment-Mächtigkeit, als die im Modell angegebenen beinahe 200 m verbunden ist. Ganz eindeutig ist bezüglich des z.T. fraglichen Kristallins der Bohrungen Ittling (1950) und Schambach (1924) (146 bzw. 104 m Tiefe z.B. in TILLMANN 1964) festzustellen, daß hier mehr als 3 km südlich der Donau auf Grund der Ergebnisse der Gravimetrie zusammenhängendes Kristallin in dieser Hochlage auszuschließen ist. Sollte es sich bei der Bohrung Schambach aus dem Jahr 1924 nicht um eine Fehldeutung handeln, was der Vergleich mit der neueren Bohrung Alkofen (1953) (ebenfalls TILLMANN 1964) nahelegt (hier finden sich nämlich "feste Quarzsande" unter dem Liegendtertiär, wahrscheinlich aus dem Helvet), so könnte es sich nur um einen kleineren Brocken von kristallinem Material handeln, der durch einen hier nicht weiter zu untersuchenden Mechanismus im Tertiär vom Kristallin-Rand hierher gelangte.

6.5. Modell DEGGENDORF

Für das Profil DEGGENDORF waren schon bei FÜHRER (1974) zwei Modelle berechnet worden. Da jedoch wegen der inzwischen zusätzlich vermessenen Profile mit Hilfe der dort vorhandenen Bohrungen eine bessere Dichtebestimmung möglich war, wurde auch ein neues Modell DEGGENDORF (Abb. 41) entworfen. Es unterscheidet sich von den früheren durch den geringeren Dichteunterschied von $0,20 \text{ gr/cm}^3$ zwischen Kristallin und Sedimenten gegenüber den damals verwendeten $0,30$ bzw. $0,40 \text{ gr/cm}^3$. Da jedoch keine Bohrungen in unmittelbarer Umgebung des Profils bekannt sind, mußte auf eine Unterteilung der Sediment-Gesteine wie bei den bereits besprochenen Modellen REGENSBURG, WÖRTH, und STRAUBING verzichtet werden. Da nun aber die dünnen Jurakalke den übrigen Sedimenten zugeschlagen sind, wurde mit der etwas größeren Pauschaldichte von $2,40 \text{ gr/cm}^3$ gerechnet. Es ergab sich

MODELL DEGGENDORF



Plattling Natternberg Donau Deggendorf

dabei ein Modell, das sich von den früheren prinzipiell nur durch die größere Sediment-Mächtigkeit im Vorland des Bayerischen Waldes und einem etwas steileren Einfallen der Grenze zwischen Kristallin und Sedimenten am Donau-Randbruch unterscheidet. Die sich weiter südlich, etwa bei km 1,0 am nördlichen Ortsrand von Plattling andeutende Stufe wird in der Abb. 41 wegen der Überhöhung verzerrt wiedergegeben. Die maximale Sediment-Mächtigkeit beträgt hier etwa 1,4 km. Markant ist die Hochlage des Kristallins bei km 5, also etwa 2 km südlich der Donau. An genau dieser Stelle steht etwa 2 km nordwestlich des Profils, in Streichrichtung des Donau-Randbruchs, am Natternberg mylonitisiertes Kristallingestein an. Es zieht sich also anscheinend ein Kristallin-Rücken unter den Sedimenten entlang des oberen Randes der tektonisch verursachten Stufe. Er wurde wohl auf Grund einer etwas größeren Widerstandsfähigkeit von der Erosion herauspräpariert und später von Sedimenten überdeckt. Verbunden mit der höheren mechanischen Widerstandsfähigkeit könnte auch eine etwas erhöhte Dichte sein, was trotz der Mylonitisierung möglich ist, da hiervon ein mehrere Kilometer breites Gebiet betroffen wurde, und die Dichte der Gesteine am Natternberg nur relativ größer zu sein braucht. Nach Norden folgt dann ein Bereich, bei dem junge Sedimente flach das Kristallin überlagern. Da sie nicht verfestigt sind, wurde als Dichte für sie nur $2,20 \text{ gr/cm}^3$ angenommen. Die drei kleinen relativen Maxima der Schwere zwischen km 8 und km 10,5 lassen sich durch kleinere Erhebungen der Kristallin-Oberfläche deuten, wobei das südlichste sich etwa an der Stelle des heutigen topographischen Südrandes des Bayerischen Waldes im Stadtgebiet von Deggendorf befindet. Die flache Sedimentauflage weiter nördlich entspricht den Tal-sedimenten des Kollbachs, in dessen Tal das Profil verläuft. Etwa ab km 13 steht dann Kristallin an.

6.6. Modell HENGERSBERG

Das Modell HENGERSBERG (Abb. 42) ist dem zuletzt behandelten Modell DEGGENDORF sehr ähnlich. Hier befindet sich bei km 3,75 die Bohrung Osterhofen 1, deren Daten jedoch nicht veröffentlicht sind. Dem Verfasser war hiervon nur die Tiefe bekannt, bei der das Kristallin angetroffen worden war (1356 m). Bei einem Dichte-Unterschied von $0,20 \text{ gr/cm}^3$ zwischen Sedimenten ($2,40 \text{ gr/cm}^3$) und Kristallin ($2,60 \text{ gr/cm}^3$) konnte eine gute Übereinstimmung von gemessener und Modell-Anomalie erzielt werden. Es ergab sich mit 45° dasselbe Einfallen der

MODELL HENGERSBERG

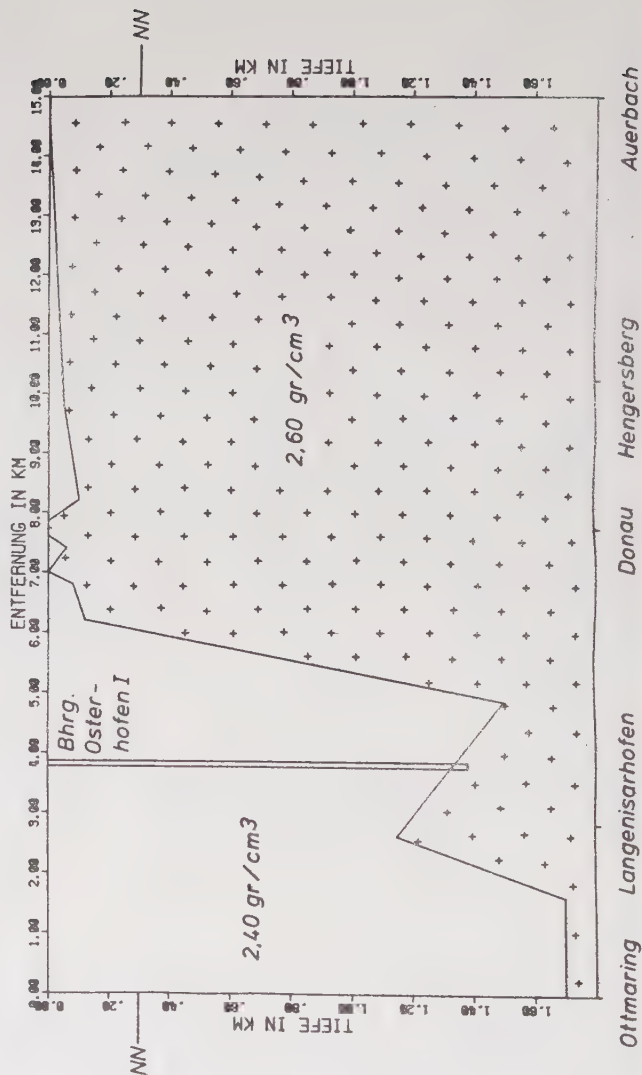
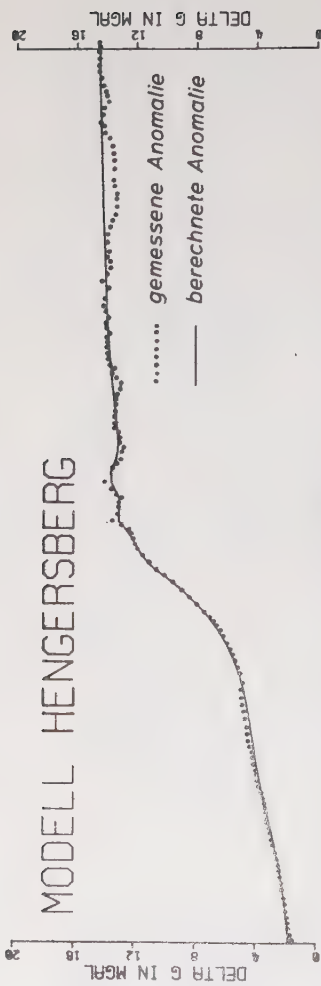


Abb. 42: Modell HENGERSBERG

Kristallin-Oberfläche wie beim Modell DEGGENDORF und ebenfalls eine weitere Stufe unter den Sedimenten, deren gesamte Mächtigkeit hier aber 1,7 km erreicht. Etwa ab km 7, also noch südlich der Donau, wird das Kristallin nur noch von wenigen Metern Sediment überdeckt und steht dazwischen stellenweise an. Bei Auerbach am nördlichen Rand der Hengersberger Tertiärbucht beginnt dann geschlossenes Kristallingsgebiet.

6.7. Modell VILSHOFEN

Mit Hilfe der Bohrung Thanndorf 1, die in 1004 m Tiefe Kristallin antraf, konnte die mittlere Dichte der Sedimente für das Modell VILSHOFEN (Abb. 43) zu $2,30 \text{ gr/cm}^3$ bestimmt werden. Da sich die Form der Anomalie auf diesem Profil von den anderen unterscheidet und nur eine Bohrung in relativ großer Entfernung vom Kristallinrand existiert, wurde eine Unterteilung der Sedimente nicht vorgenommen. Dies hätte sonst eine nicht vorhandene Genauigkeit vorgetäuscht. Es ergab sich, daß die Oberfläche des Kristallins von Westen zunächst schwach einfällt, und zwar nimmt die Tiefe von etwa 1000 m auf maximal 1200 m bei km 11,2 zu. Danach beginnt die Kristallin-Oberfläche anzusteigen, jedoch relativ flach ($13 - 14^\circ$). Dieser Anstieg dauert bis etwa km 14,5 bei Freundorf, danach wird die Steigung noch geringer ($1,5^\circ$) etwa bis km 19 am östlichen Ortsrand von Aldersbach. Hier taucht das Kristallin dann rasch auf und steht wenig nördlich des Profils an der Vils bei Schönerting an. Es wurde nicht versucht, das Minimum der Bouguer-Schwere zwischen km 22 und km 23 mit dem Modell zu erklären. Wahrscheinlich ist es auf eine Inhomogenität der Gesteinsdichte im Kristallin zurückzuführen. Das wichtigste Ergebnis dieses Modells ist die Lokalisierung des West-Randes der Kristallin-Scholle südlich der Donau sowie sein flaches Einfallen an dieser Stelle.

6.8. Modell GRIESBACH

Anders als beim vorigen Profil VILSHOFEN zeigt das Modell GRIESBACH (Abb. 44) eine sehr steil stehende Berandung der kristallinen Hochscholle. Dies hatte sich schon angedeutet aus den Bohrdaten von Schwaim 1 und 3, die bei einer horizontalen Entfernung von 700 m einen Höhenunterschied der Kristallin-Oberfläche in der gleichen

MODELL VILSHOFEN

..... gemessene Anomalie
 ————— berechnete Anomalie

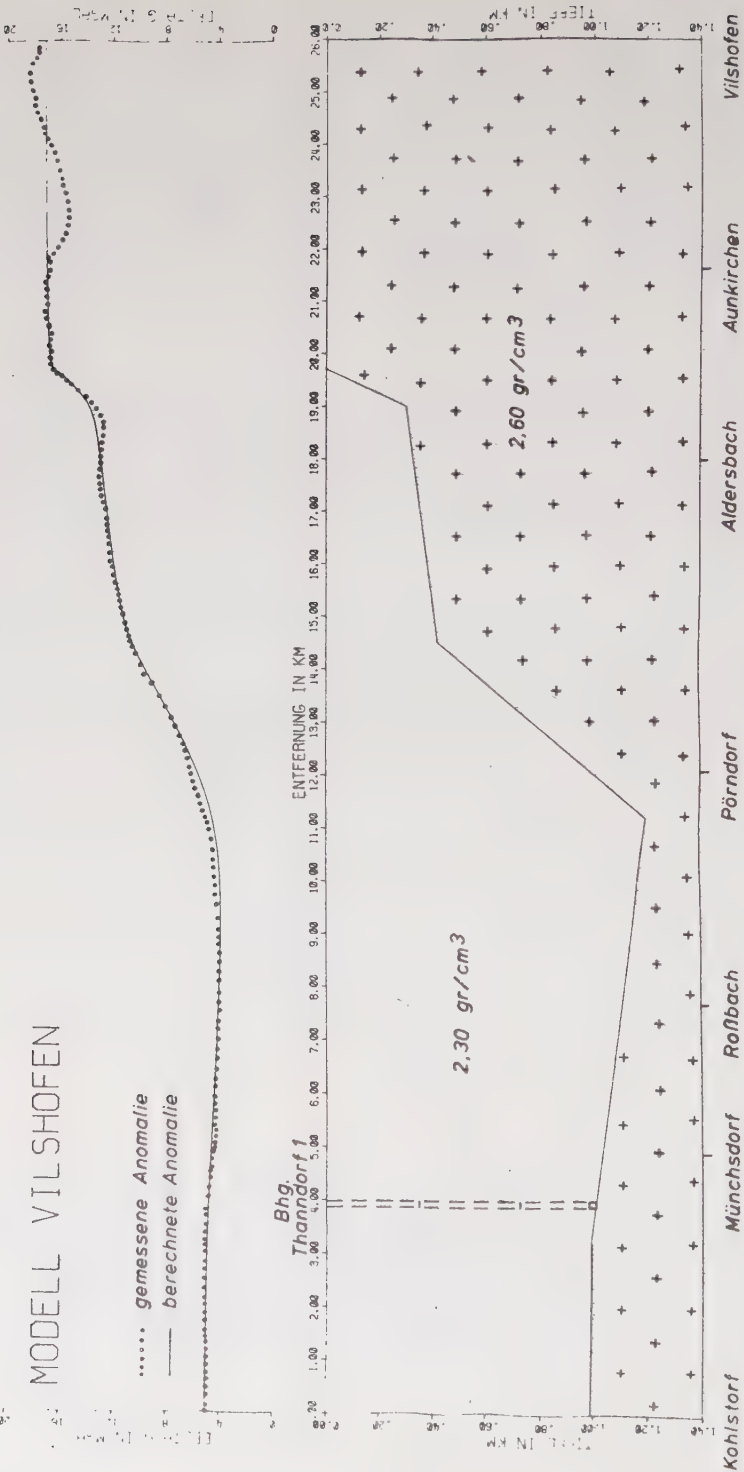


Abb. 43: Modell VILSHOFEN

MODELL GRIESBACH

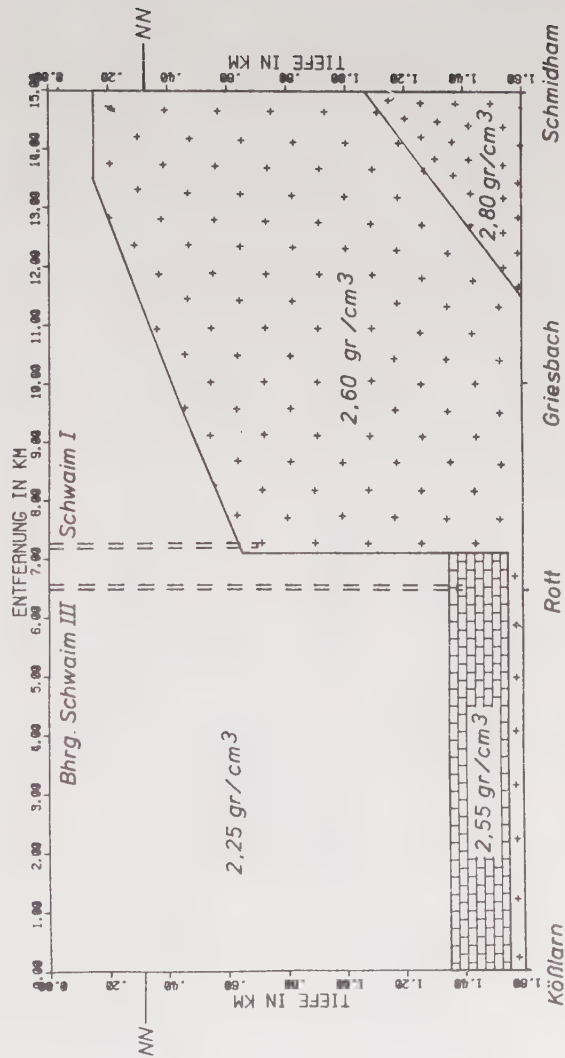
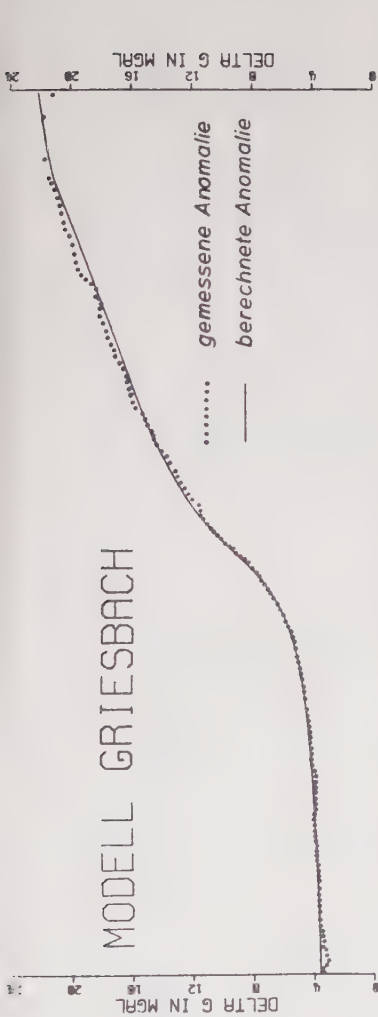


Abb. 44: Modell GRIESBACH

Größenordnung ergaben. Das Modell mußte sogar mit vertikaler Begrenzung gerechnet werden, da nur so die gemessene Schwere-Anomalie angenähert werden konnte. Als die wahrscheinlichste Gesteinsdichte für Kreide und Tertiär ergaben sich $2,25 \text{ gr/cm}^3$, also ein geringerer Wert als bei den bisherigen Modellen. Unterstützt wird dies jedoch durch das Nettleton-Verfahren, bei dem sich ebenfalls eine ungewöhnlich niedrige Dichte ergeben hatte. Für die etwa 200 m mächtige Juraschicht, die auf Grund des Vergleichs der Bohrdaten von Füssing 1 und Thanndorf 1 eingeführt wurde, wurden $2,55 \text{ gr/cm}^3$ angenommen. Die Bohrungen von Schwaim wurden speziell wegen der Karstwässer im Malm abgeteuft und liefern das Thermalwasser für das neue Kur-Zentrum in Rottal. Nordöstlich der Bohrung Schwaim 1 steigt im weiteren Verlauf des Profils die Kristallin-Oberfläche weiter an, jedoch kann allein dadurch die weitere Zunahme der Bouguer-Schwere nicht erklärt werden. Als deren Ursache kommt eine Zunahme der Dichte im Kristallin in Frage, die aber erst beim Modell POCKING wirklich bedeutsam und erklärlich wird. Wahrscheinlich muß sie im Zusammenhang mit dem dichterem Gneis, der dort verbreitet ist, gesehen werden.

6.9. Modell POCKING

Wichtig für den Entwurf des Modells POCKING (Abb. 45), das für diese Arbeit neu berechnet wurde, waren die Bohrungen Füssing 1, Hartkirchen 1 und Mittich 1, da bei allen dreien Kristallin erbohrt wurde. Mit den Dichten von $2,25 \text{ gr/cm}^3$ für Tertiär und Kreide, $2,55 \text{ gr/cm}^3$ für den gegen die früheren Berechnungen (FÜHRER 1974) jetzt unterschiedenen Jura und $2,60 \text{ gr/cm}^3$ für das Kristallin am Pockinger Abbruch konnten die Randwerte der Bohrungen gut erfüllt werden. Als mittleren Neigungswinkel des Pockinger Abbruchs (etwa zwischen km 9 und km 17) ergaben sich $9 - 10^\circ$. Dies stimmt mit dem Wert bei GUDDEN und ZIEGLER (1965) (vergl. auch Abb. 11) genau überein. Nördlich und südlich davon liegt die Kristallin-Oberfläche unter den Sedimenten beinahe horizontal. Am Südende des Profils bei km 2 scheint sich nochmals eine kleine Störung abzuzeichnen, doch wären für deren sicheren Nachweis weitere Messungen nötig. Die maximale Sediment-Mächtigkeit erreicht hier etwa 1,6 km. Die deutliche Zunahme der Bouguer-Schwere nördlich von km 20 kann durch das Auskeilen der kaum mehr 150 m mächtigen Sedimentschichten auf

MODELL POCKING

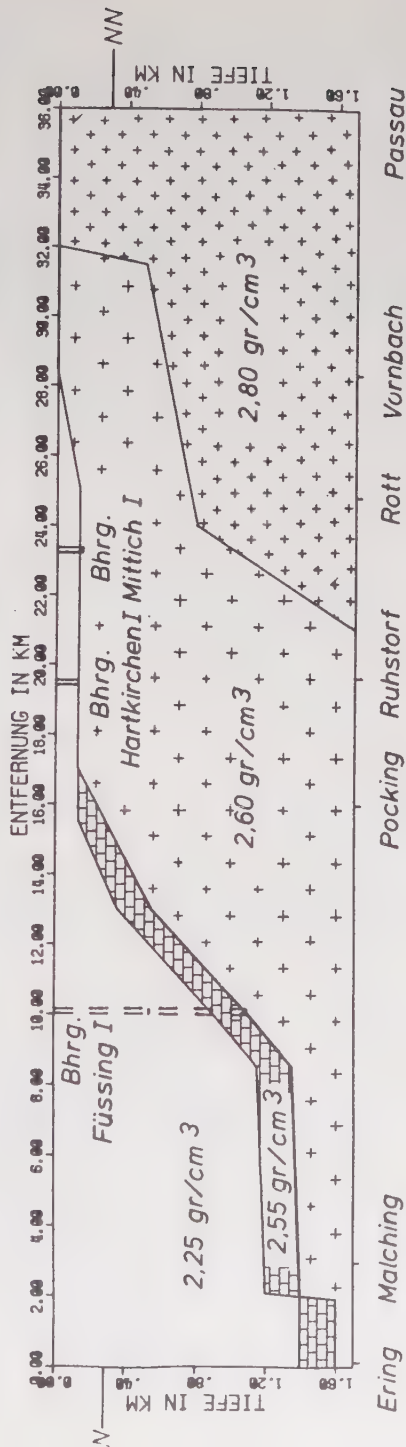
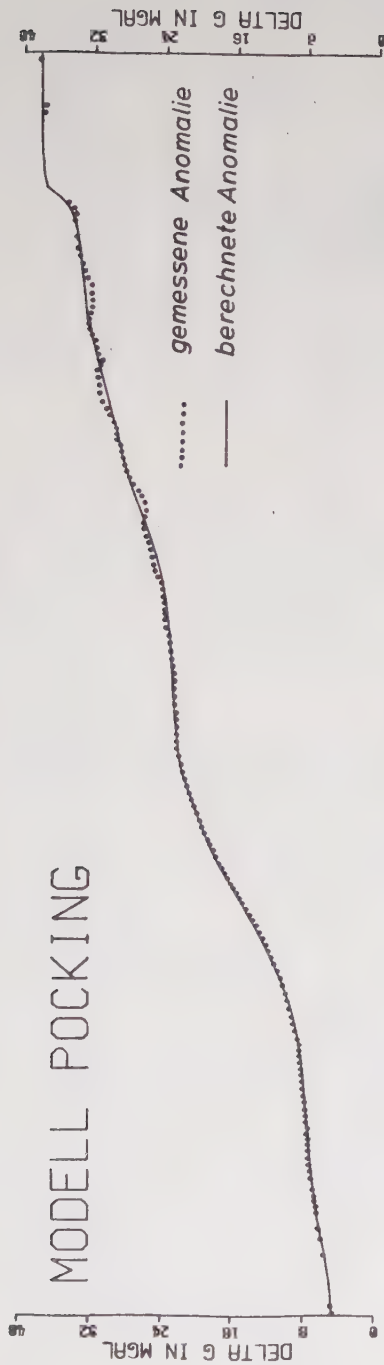


Abb. 45: Modell POCKING

dem Kristallin allein nicht mehr erklärt werden, sondern es muß eine weitere Ursache hinzukommen. Als einzige plausible Möglichkeit kommt dabei nur eine Dichtezunahme im Kristallin in Frage. Daß für den nördlich von km 32 anstehenden Gneis höhere Dichten als für den südlich davon verbreiteten Granit gemessen worden waren (Abschnitt 5.3. und 5.6.8.), unterstützt diese Vermutung zusätzlich. Als Dichte des Gneises wurden im Modell $2,80 \text{ gr/cm}^3$ angenommen. Die Grenze zwischen Granit und Gneis braucht natürlich nicht so scharf zu sein, wie dies für die Rechnung angenommen werden mußte. Die beiden Gesteinsarten können in Wirklichkeit auch intensiv verzahnt sein oder mehr kontinuierlich ineinander übergehen. Das Störkörper-Modell soll in diesem Fall nur das Prinzip verdeutlichen.

6.10. Modell REGENSTAUF

Für das Profil REGENSTAUF, in dessen Umgebung leider keine Tiefbohrungen existieren, sollen zwei Modelle vorgestellt werden, die beide die Randwerte aus der Oberflächen-Geologie erfüllen und mit denen die gemessene Anomalie erklärt werden kann. Das eine Störkörper-Modell (REGENSTAUF A, Abb. 46) deutet die Keilberg-Störung am Westrand des Vorderen Bayerischen Waldes als eine Abschiebung, das andere (REGENSTAUF B, Abb. 47) zeigt, daß man sie aber ebensogut als Aufschiebung interpretieren kann. Für beide Modelle wurden folgende Dichten verwendet: $2,60 \text{ gr/cm}^3$ für das Kristallin, $2,35 \text{ gr/cm}^3$ für die Sedimente des Keupers, Juras und der Kreide, die wegen der fehlenden Tiefbohrungen nicht genauer unterteilt werden konnten, und als Besonderheit $2,00 \text{ gr/cm}^3$ für die speziellen jungtertiären Sedimente (Liegend-, Braunkohlen- und Hangendtertiär) in den ehemaligen Rinnen des Urnaab-Systems. Nur durch deren Unterscheidung von den übrigen Sedimenten konnten die beiden Minima der Bouguer-Schwere bei km 1,8 östlich Eitlbrunn sowie bei km 5,5, dem heutigen Regen-Tal, erklärt werden. Besonders die steilen Flanken des ersten Minimums zeigen, daß die Ursache ein sehr oberflächennaher Störkörper sein muß. Beide korrelieren ihrer Lage nach aber auch sehr gut mit den geologischen Befunden (vgl. Abb. 30 bei TILLMANN 1964). Bei den angegebenen Gesteinsdichten ergibt sich eine Gesamtmächtigkeit der Sedimente im westlichen Vorland des Bayerischen Waldes von 440 m. Dies stimmt sowohl mit den hier zu erwartenden Mächtigkeiten aus dem Vergleich

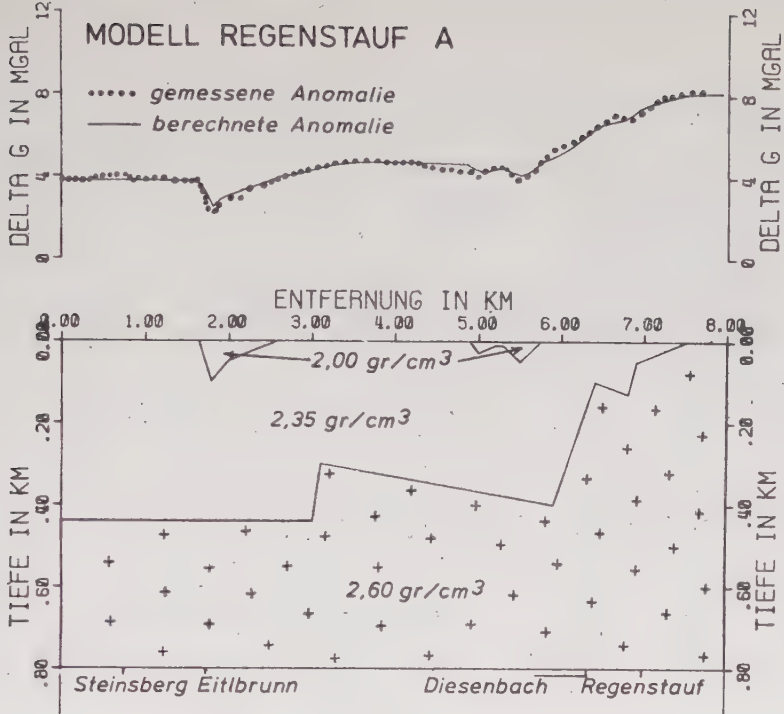


Abb. 46: Modell REGENSTAUF A

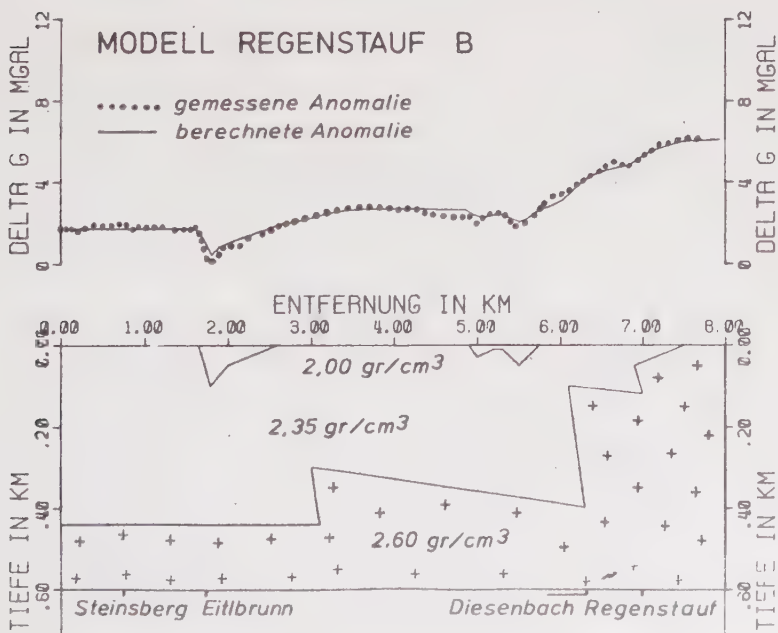


Abb. 47: Modell REGENSTAUF B

mit Bohrungen am Keilberg bei Regensburg (Jura ca. 250 - 280 m) und nördlich der Maxhütte (Keuper über 150 m) (BAUBERGER u. CRAMER 1961) sowie mit dem nicht weit entfernten Modell REGENSBURG der Gravimetrie überein. Beim Modell REGENSTAUF A ergab sich ein Einfallen der Grenze Kristallin-Sedimente von etwa 30 ° nach Westen, beim Modell REGENSTAUF B ein solches von 60° nach Osten. Letzteres stimmt sehr gut mit dem Einfallen der hochgeschleppten und überkippten Sedimentserien am Regenstauffer Galgenberg und andernorts überein (vgl. BAUBERGER u. CRAMER 1961), doch ist davor zu warnen, dies allein schon als Indiz für eine Entscheidung zwischen Modell REGENSTAUF A und B zu werten. So spricht für das andere Modell (REGENSTAUF A) die bessere Übereinstimmung der Hauptstörung mit dem nördlich und südlich des Profils beobachteten Kristallin-Rand (bei km 6,5). Die westlich der Keilberg-Hauptstörung an der Erdoberfläche beobachteten Sekundärstörungen geringer Sprunghöhe (BAUBERGER u. CRAMER 1961) lassen sich mit den nach beiden Modellen zu erwartenden Störungen nicht in Verbindung bringen. Eine Entscheidung, ob die tektonischen Bewegungen hier am Westrand des kristallinen Grundgebirges zu einer Aufschiebung oder zu einer Abschiebung führten, ist also bisher noch nicht möglich und es bedarf wohl weiterer Untersuchungen, um die recht komplizierte Tektonik zu enträtseln.

7. Aeromagnetik

Als weitere Möglichkeit bei der Untersuchung der tektonischen Strukturen an den Rändern des Bayerischen Waldes bieten sich die eventuell vorhandenen magnetischen Anomalien an. Wie aber bereits erwähnt (4.3.), konnte in den Karten der Aeromagnetik kein Hinweis auf solche gefunden werden. Dies ist natürlich nicht sehr verwunderlich, da die Gesteine in diesem Gebiet fast unmagnetisch sind. So ergaben Suszeptibilitätsmessungen, die der Verfasser an den für Dichtebestimmungen entnommenen Gesteinsproben durchführte, durchwegs Werte an der unteren Grenze des Meßbereichs des verwendeten Kappameters KT 3. Im Erdmagnetfeld, das in unseren Breiten etwa 0,5 Gauss beträgt, ergäben sich dabei Magnetisierungen von maximal einigen Gamma. Auch die allgemein geringen Dichten der Kristallin-Gesteine weisen auf ihren sauren Chemismus hin und die damit gewöhnlich verbundene geringe Magnetisierung. Dennoch wurden aus den Karten der Aeromagnetik der Gravimetrie-Profile die Anomalien abgelesen. Diese sind in Abb. 48

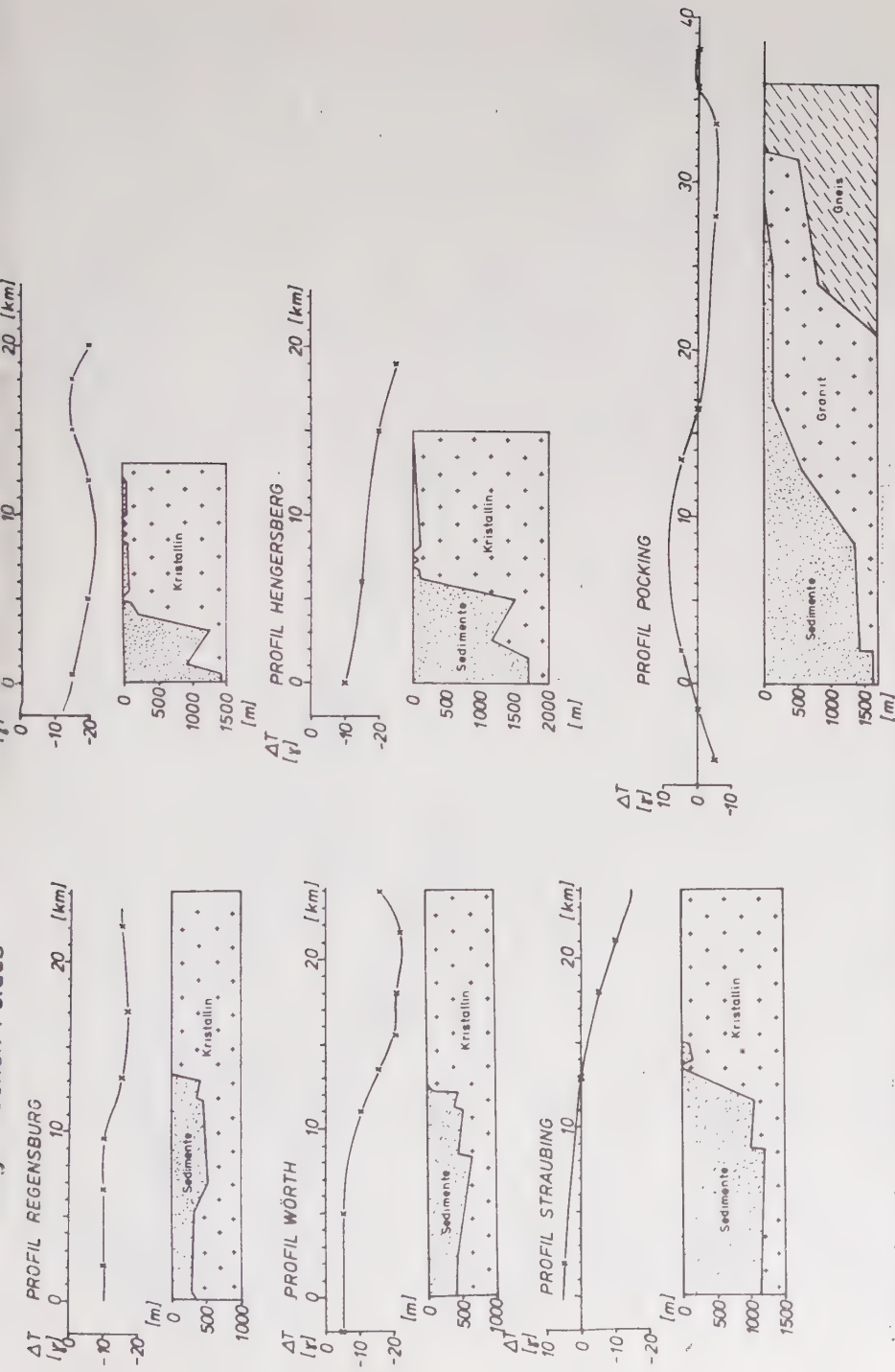


Abb. 48: Die Anomalien der Totalintensität des Erdmagnet-Feldes
(entnommen den aeromagnetischen Karten der Bundesrepublik
Deutschland 1 : 100 000)

dargestellt, wobei unterhalb der jeweiligen magnetischen Anomalie der Querschnitt durch das betreffende Störkörper-Modell der Gravimetrie gezeichnet ist. Für die beiden mehr ost-west verlaufenden Profile Vilshofen und Regenstauf ergab sich ein fast konstanter Wert. Sie sind daher in der Abb. 48 weggelassen. Bei den übrigen beobachtet man generell eine äußerst geringe Abnahme der Totalintensität in Richtung zum Kristallin von maximal etwa 20 γ. Zum Vergleich: Die magnetischen Anomalien bei Ingolstadt sind in diesen Karten mit Beträgen von - 43 γ bis + 148 γ nachgewiesen, sind also etwa zehnmal so groß. Die langsame und gleichmäßige Abnahme der Totalintensität in den in Abb. 48 dargestellten Profilen deutet darauf hin, daß ihre Ursachen tiefer im Untergrund zu suchen sind und möglicherweise von der Untergrenze der magnetisierten Gesteine herrührt, dort wo die Temperatur im Erdinnern höher ist als die Curie-Temperatur der ferrimagnetischen Minerale.

8. Diskussion der Ergebnisse (vgl. Abb. 49)

Es hat sich gezeigt, daß es möglich war, relativ einfache Modelle von Störkörpern zu entwerfen, mit denen man die gemessenen Schwere-Anomalien am Donau-Randbruch und seinen benachbarten Störungen erklären kann. Wegen der zahlreichen Bohrungen sowie den übrigen geologischen Randbedingungen kann man annehmen, daß die Modelle den tatsächlichen Verhältnissen in etwa entsprechen. Sicherlich ist es möglich, andere Modelle zu konstruieren, doch werden diese sich von den hier vorgestellten nicht prinzipiell, sondern nur in einigen Details unterscheiden. Als gesichert kann gelten, daß das Störungssystem am Rande des Bayerischen Waldes von Regensburg bis südlich Passau als tektonische Abschiebung ausgebildet ist und zwar meist in Form eines Staffelbruchs mit antithetischen Stufen. Die Größe dieser Stufen kann wechseln, wobei besonders bei den Profilen DEGGENDORF und HENGERSBERG der Betrag der vertikalen Versetzung (Sprunghöhe) mehrere hundert Meter erreicht, während das flache Einfallen bei anderen Profilen (VILSHOFEN und besonders POCKING) für eine Auflösung in viele kleine und kleinste Treppchen spricht (vgl. Abb. 11). Daß dies möglich ist, zeigt sich daran, daß das an der Oberfläche anstehende Kristallin des Vorderen Bayerischen Waldes noch in Entfernungen von mehreren Kilometern vom Kristallinrand zerschert und mylonitisiert

wurde. Allerdings könnte es sich von der Gravimetrie her betrachtet beim Pockinger Abbruch auch um eine Flexur, also eine Verbiegung handeln, wie sie im benachbarten Sauwald in Österreich häufiger auftreten. Wäre wie in Abb. 9 dargestellt der Bayerische Wald auf die südlich vorgelagerten Sedimente aufgeschoben, so müßte nach dem Überschreiten der Störung auch innerhalb des Kristallins die Schwere zunächst noch deutlich zunehmen. Dies ist jedoch bei keinem der Profile zwischen Regensburg und Passau der Fall. Nur das Profil REGENSTAUF, das aber die Keilberg-Störung quert, läßt auch die Möglichkeit einer Aufschiebung zu. Die dortigen tektonischen Vorgänge können aber auch ganz anderer Art sein, als die am Donau-Randbruch, wo anscheinend Dehnungstendenzen überwiegen und einengende Vorgänge nur lokal begrenzt und sekundär sind (vgl. CRAMER 1964 b). Weiter konnte durch die gravimetrischen Messungen und deren Auswertung die Lage des Donau-Randbruchs und des Pockinger Abbruchs näher festgelegt werden. Das Kristallin reicht vielerorts (insbesondere Profile DEGGENDORF, HENGERSBERG und POCKING) unter geringer Sedimentbedeckung wesentlich weiter nach Süden, als man zunächst vermuten könnte. Auch konnte die Mächtigkeit der Sedimente im Vorland des Bayerischen Waldes mit einiger Sicherheit bestimmt werden. So ergab sich eine generelle Zunahme der Mächtigkeit von Regensburg nach Südosten, wobei das Zentrum der Absenkungen im Gebiet südöstlich von Straubing lag (vgl. LEMCKE 1973). Häufig deutet sich ein leichter Anstieg der Kristallin-Oberfläche unter den Sedimenten von der Störung nach Süden zu an. Dies ist dann wohl in Zusammenhang mit dem Anstieg zum Landshut-Neuöttinger-Hoch zu sehen, wobei aber auch noch davor (weniger bedeutende) Hochlagen des Kristallins existieren werden. Auf einer solchen befindet sich die Bohrung Thanndorf 1. Die Dichten des Kristallins und auch die der Sedimentgesteine scheinen im Mittel recht homogen zu sein. Es zeichnet sich lediglich eine geringe Abnahme der Dichte bei den Sedimenten im Südosten ab.

Schwerstörungen, die von den tiefer im Untergrund befindlichen Strukturen, etwa der Grenze Kruste-Mantel, herrühren, lassen sich aus den gemessenen Anomalien nicht ablesen, abgesehen von dem Regionalfeld beim Profil REGENSBURG. Wegen der großen Tiefenlage dieser Inhomogenitäten sind deren Störfelder auch sehr ausgedehnt

und längere Profile als die hier vermessenen wären nötig, um hierüber Aussagen machen zu können.

Die Bewegungen, die zu den heutigen Höhedifferenzen der Kristallin-Oberflächen zwischen Bayerischem Wald und Vorland führten, erfolgten in mehreren Phasen während Oberkreide und Tertiär (vgl. CRAMER 1964 b), und es gibt Hinweise, daß sie auch heute noch andauern. Hierfür spricht beispielsweise das immer noch unausgeglichene Gefälle der Flüsse und Bäche aus dem Vorderen Bayerischen Wald zur Donau. Aber auch bei den Wiederholungsmessungen zum bayerischen Präzisions-nivellement ergaben sich Hinweise hierfür (WERNTHALER 1967). So wurde für das Gebiet zwischen Regensburg und Straubing ein Senkungsbetrag von etwa 0,5 mm pro Jahr festgestellt. Nach Osten hin nimmt dieser Wert sogar auf das zwei- bis dreifache zu. Dieses Ergebnis steht in auffälliger Übereinstimmung mit dem geologischen Befund, nach dem sich das Senkungszentrum während Tertiär und Kreide ebenfalls östlich von Straubing befand. Anscheinend sind also die tektonischen Vorgänge in diesem Raum noch nicht beendet und auch die Sedimentation scheint noch weiter zu gehen, wie das starke Mäandrieren der Donau vor ihrem Eintritt ins Kristallin bei Pleinting andeutet.

In der Satelliten-Aufnahme (Abb. 2) ist andeutungsweise ein Lineament zu erkennen, das etwa von Simbach am Inn zur Donau-Schleife bei Osterhofen zieht. Möglicherweise paust sich hier die tektonische Störung, die die südliche Kristallinscholle im Westen begrenzt, durch die Sedimente bis zur Erdoberfläche durch. Deutlicher als diese relativ breite Linie ist jedoch der Unterschied in der Oberflächen-Struktur der Gebiete beiderseits davon. Im Westen ist das Gelände kleinräumig gegliedert, wie sich aus der Verteilung von Feldern (hellgrau) und Wäldern (dunkel) erkennen läßt, während östlich davon großflächigere Strukturen vorherrschen. Dies ist wohl darauf zurückzuführen, daß die Kristallin-Scholle relativ zum Gebiet westlich davon Hebungstendenz besitzt.

Da die Bewegungen an geologischen Störungen nicht reibungslos vorgehen, ist es denkbar, daß auch am Donau-Randbruch kleine und kleinste Erdbeben stattfinden. Die nächstgelegene Erdbebenstation wird vom

Institut für Allgemeine und Angewandte Geophysik der Universität München an der Satelliten-Verfolgungsstation Wettzell nördlich Viechtach betrieben, ist aber bereits mehr als 50 km vom Donau-Randbruch entfernt. Trotz der guten Registrierungen, die von dieser Station kommen, ergab sich bei der Durchsicht aller seit ihrer Einrichtung im Herbst 1974 registrierten Ereignisse (bis Mai 1976) kein Hinweis auf eine seismische Aktivität des Donau-Randbruchs. Um diese Frage zu klären, wäre es wohl notwendig, in unmittelbarer Nähe der Störungslinien längere Zeit mehrere Stationen zu betreiben. Damit wäre dann der direkte Nachweis von Bewegungen an der Begrenzung der süddeutschen Scholle möglich.

9. Zusammenfassung

Zur Untersuchung der Störungssysteme, die das Kristallin-Gebiet des Vorderen Bayerischen Waldes gegen die Sedimente des Vorlands begrenzen, wurden entlang von neun Profilen senkrecht zum Streichen der tektonischen Linien (Donau-Randbruch, Pockinger Abbruch, Keilberg-Störung) gravimetrische Messungen durchgeführt. Die Gesamtlänge der Profile beträgt 173 km bei einer Gesamtzahl von 1985 Gravimeter-Meßpunkten, also einem mittleren Punktabstand von 87 m. Für alle Punkte wurden Freiluft- und Bouguer-Anomalie berechnet, wobei die Gesteinsdichten sowohl durch Messung an Handstücken, als auch durch das Nettleton-Verfahren bestimmt wurden. Es ergab sich eine Zunahme der Schwere-Differenz (Bouguer-Anomalie) zwischen Kristallin-Gebiet und Vorland von 2,5 mgal im Nordwesten bei Regensburg auf 33 mgal südlich Passau.

Zur Interpretation der Schwere-Anomalien wurden Modelle von zwei-dimensionalen Störkörpern entworfen, deren berechnete Schwerestörung mit der gemessenen gut übereinstimmt. Der Zunahme der Bouguer-Anomalie von Nordwesten nach Südosten entspricht dabei eine Zunahme der Sedimentmächtigkeiten von etwa 500 m bei Regensburg auf etwa 1600 m südlich von Passau. Die Modell-Rechnungen ergaben auch Anhaltspunkte über das Einfallen der Kristallin-Oberfläche sowie die genaue Lage der tektonischen Störungen, die vielerorts von jungen Sedimenten verdeckt werden. So konnte gezeigt werden, daß oberflächennahes Kristallin stellenweise noch mehrere Kilometer weiter nach Süden

reicht, als vom Anstehenden her zu erwarten wäre. Eindeutig konnte entschieden werden, daß die Südgrenze des Vorderen Bayerischen Waldes als tektonische Abschiebung, meist in Form eines Staffelbruchs, ausgebildet ist und keineswegs das Kristallin auf die Sedimente aufgeschoben ist. An der Westgrenze (Keilberg-Störung) war eine solche Unterscheidung nicht möglich. Südlich von Passau konnte aus den Schwereanomalien eine Dichtezunahme im Kristallin abgeleitet werden, die durch den Übergang vom Granit zum (dichteren) Gneis erklärt wird. Da die Gesteine im südlichen Randgebiet des Bayerischen Waldes nur sehr schwach magnetisiert sind, konnten magnetische Anomalien nicht beobachtet werden. Obwohl seismische Ereignisse nicht registriert wurden, gibt es einige Hinweise, daß die Bewegungen am Donau-Randbruch noch andauern.

Literaturverzeichnis

- AMMON, L.v.: Die Jura-Ablagerungen zwischen Regensburg und Passau.
München 1875
- ANGENHEISTER, G.: Vermessung des erdmagnetischen Feldes längs Profilen
im nördlichen Alpenvorland und in den Alpen ($\Delta Z, \Delta T$),
1958 - 1962. Geophysikalischen Observatorium Fürstenfeldbruck,
Serie B, Nr. 3, München 1963
- ANGENHEISTER, G.: Anomalien der vertikalen Komponente Z des Erdmagnet-
feldes im nördlichen Alpenvorland und in den Ostalpen, gemessen
längs Profilen 1958 - 1973 (Profil-Montage), Münchener Universi-
täts-Schriften Fak.f. Geowiss., Geophys.Observ. Fürstenfeld-
bruck, Serie B, Nr. 5, München 1974
- BAUBERGER, W.: Werdegang und Bau des Moldanubikums - Erl. z. geol.
Karte v. Bayern 1 : 500 000, 2. Aufl., München 1964
- BAUBERGER, W. u. CRAMER, P.: Erläuterungen zur geologischen Karte von
Bayern 1 : 25 000, Blatt Nr. 6838 Regenstauf. München 1961
- BAUBERGER, W., CRAMER, P., TILLMANN, H.: Erläuterungen zur geologischen
Karte von Bayern 1 : 25 000, Blatt Nr. 6938 Regensburg.
München 1969
- CLOSS, H. u. HAHN, A.: Bemerkungen zur Karte der Schwerestörungen des
deutschen Alpenvorlandes. Geol. Jb., Bd. 72, 503-528,
Hannover 1957
- CRAMER, P.: Perm. - Erl. z. geol. Karte v. Bayern 1 : 500 000,
2. Aufl., München 1964 a
- CRAMER, P.: Tektonik. - Erl. z. geol. Karte v. Bayern 1 : 500 000,
2. Aufl., München 1964 b
- DORN, P.: Geologie von Mitteleuropa. Stuttgart 1960
- FISCHER, G.: Über das Moldanubikum der Bayerischen Oberpfalz -
Der Aufschluß, 6. Sonderh., Heidelberg 1957
- FISCHER, G.: Der Bau des Vorderen Bayerischen Waldes. - Jber. u.
Mitt. oberrhein. geol. Ver., N.F., 41, Stuttgart 1959
- FÜHRER, F.: Auswertung und Interpretation von Schweremessungen am
Südwest-Rand des Bayerischen Waldes. - Unveröffentl. Diplom-
Arbeit am Inst. f. Allg. u. Angew. Geophys. der Ludw.-Max.-
Univ., München 1974
- FÜHRER, F. u. SOFFEL, H.: Gravimetische Messungen am Südwest-Rand der
Böhmischen Masse. - N.Jb. Geol. Paläont., Mh, 293-300,
Stuttgart 1975

- Geodetic Reference System, 1967. Publ. Spec. Bur. Centrale Assoc. Int. Geod., Paris. 1971
- GIESE, P.: Versuch einer Gliederung der Erdkruste im nördlichen Alpenvorland, in den Ostalpen und in Teilen der Westalpen mit Hilfe charakteristischer Refraktions-Laufzeit-Kurven sowie eine geologische Deutung. - Geophys. Abh. I, Heft 2, Berlin 1968
- GIESE, P. u. STEIN, A.: Versuch einer einheitlichen Auswertung tiefeiseismischer Messungen aus dem Bereich zwischen Nordsee und Alpen. - Z. Geophys. 37, 237-272, Würzburg 1971
- GUDDEN, H. u. ZIEGLER, J.-H.: Die Thermalwasserbohrungen Füssing 2 und 3 und ihre geologischen Befunde. - Geologica Bavarica, 55, München 1965
- GÜMBEL, C.W.: Gognostische Beschreibungen des Ostbayerischen Grenzgebirges, Gotha 1868
- GÜMBEL, K.W.: Geologie von Bayern. Band 2, Geologische Beschreibung von Bayern, Kassel 1894
- JUNG, K.: Figur der Erde. Handb.d.Physik 47, S. 534 - 639, Berlin, Göttingen, Heidelberg 1956
- Jung, K.: Schwerkraftverfahren in der angewandten Geophysik. Leipzig 1961
- LEMCKE, K.: Zur nachpermischen Geschichte des nördlichen Alpenvorlandes. - Geologica Bavarica 69, München 1973
- MILLER, H. u. GEBRANDE, H.: Crustal Structure in Southeastern Bavaria Derived from Seismic-Refraction Measurements by Ray-Tracing Methods. Explosion Seismology in Central Europe, (eds. Giese, Prodehl, Stein) im Druck, 1976
- NATHAN, H.: Geologische Ergebnisse der Erdölbohrungen im Bayerischen Innviertel. - Geologica Bavarica 1, München 1949
- NETTLETON, L.L.: Determination of density for reduction of gravity observations. Geophys. 4, 176-183, 1939
- POMPECKJ, J.F.: Die Juraablagerungen zwischen Regensburg und Regenstauf. - Geogn. Jh., 14, 139 - 220, München 1901
- PRODEHL, C.: Struktur der tieferen Erdkruste in Südbayern und längs eines Querprofiles durch die Ostalpen abgeleitet aus refraktionsseismischen Messungen bis 1964. Dissert., Inst. f. Allg. u. Angew. Geophys. d. Ludw.-Max.-Univ., München 1965

- RADLKOFER, L.: Vegetationsverhältnisse. - Bavaria, Landes- und Volkskunde des Königreichs Bayern. 2.Band, Oberpfalz und Regensburg, München 1863
- REICH, H. u. ZWERGER, R.v.: Taschenbuch der Angewandten Geophysik. - Leipzig 1943
- SCHMIDT, K.: Erdgeschichte. Berlin 1972
- SENGPIEL, K.-P.: Messung und Interpretation des zeitlich variablen erdelektrischen Feldes längs eines Nord-Süd-Profiles durch den Ostteil der Bayerischen Molasse. Dipl.-Arb., Inst. f. Allg. u. Angew. Geophys., München 1964
- STRUNZ, H.: Mineralien und Lagerstätten in Ostbayern. Regensburg 1953
- TALWANI, M., WORZEL, J. LAMAR, LANDISMAN, M.: Rapid Gravity Computations für Two-Dimensional Bodies with Application to the Mendocino Submarine Fracture Zone. - J. Geoph. Res. 64, 49 - 59, 1959
- TEUSCHER, E.O.: Moldanubikum. - Erl. z. geol. Karte v. Bayern 1 : 500 000, 2. Aufl., München 1964
- TILLMANN, H.: Jungtertiäre Sedimente am Rand des Grundgebirges Ostbayerns. - Erl. z. geol. Karte v. Bayern 1 : 500 000, 2. Aufl., München 1964
- TILLMANN, H.: Der Keilberg bei Regensburg und seine tektonische Stellung. - Geologica Bavarica 59, München 1968
- TROLL, G.: Das Juravorkommen von Flintsbach und die Regensburger Straße. - Geol. Bl. NO-Bayern, 10, Erlangen 1960
- TROLL, G.: Bau und Bildungsgeschichte des Bayerischen Waldes. - Führer zu geologisch-petrographischen Excursionen im Bayerischen Wald. Geologica Bavarica, 58, München 1967
- WEINELT, W.: Metamorphes Saxothuringikum Nordwestbayerns. - Erl. z. geol. Karte v. Bayern, 1 : 500 000, 2. Aufl., München 1964
- WERNTHALER, R.: Höhenwertänderungen längs Linien des bayerischen Präzisionsnivelements. - Deutsche Geodätische Kommission, Reihe B, Heft 155, München 1967

Danksagung

Die vorliegende Arbeit wurde am Institut für Allgemeine und Angewandte Geophysik der Ludwigs-Maximilians-Universität München unter der Betreuung meines verehrten Lehrers Prof. Dr. H. Soffel angefertigt. Er gab die Anregung zu dieser Arbeit und unterstützte mich bei ihrer Ausführung. Hierfür und für sein Interesse möchte ich ihm herzlich danken.

Dank schulde ich auch meinem verehrten Lehrer Prof. Dr. G. Angenheister, dem Vorstand des Instituts. Auch er zeigte stets Interesse für diese Arbeit, fand Zeit für anregende Diskussionen und stellte die Geräte und den Arbeitsplatz zur Verfügung.

Herr Dr. J. Pohl und Herr Dr. E. Schmedes unterstützten mich im Zusammenhang mit den Fragen der Magnetik bzw. der seismischen Registrierungen, wofür ich mich bei Ihnen bedanken möchte.

Für die Hilfe bei den Geländemessungen danke ich folgenden Damen und Herren: G. Behn, F. Dorner, W. Hartmann, K. Fuchs, H. Klemm, E. Koch, E. Martinez, P. Neurieder, Dr. G. Reitmayr, U. Strößenreuther, G. Weiss und H. Wiesner. Sie waren zum Teil schwierigen Witterungsbedingungen ausgesetzt.

Nicht zuletzt möchte ich mich bei meiner Frau bedanken, die den Text ins Reine schrieb und mich auch sonst in meiner Arbeit unterstützte.

Das Bayerische Landesvermessungsamt überließ mir Angaben über zahlreiche Höhenfestpunkte und die Deutsche Forschungsgemeinschaft stellte die erforderlichen Mittel zur Verfügung.

Lebenslauf

Ich wurde am 20. April 1947 in Aichach, Oberbayern, geboren und besuchte dort von 1953 bis 1958 die Volksschule, anschließend das Holbein-Gymnasium in Augsburg. Während des Schuljahres 1964/65 erhielt ich ein Stipendium des American Field Service an die Carlsbad Senior High School in Carlsbad, New Mexico, wo ich die Abschlußklasse besuchte und deren Diplom erwarb.

Nach dem Abitur 1967 wurde ich zur Bundeswehr eingezogen. Während meines Wehrdienstes in Mittenwald heiratete ich Frl. U. Robisch und am 7.11.1968 wurde unsere Tochter Stephanie geboren.

Von 1968 bis zum Vordiplom 1970 studierte ich Physik an der Technischen Universität München, anschließend Geophysik an der Ludwigs-Maximilians-Universität München. Seit dem Diplom in Geophysik 1974 arbeite ich an meiner Doktor-Arbeit.

Offsetdruck Böttger
Dissertationen & Reprints
Friedrich-Ebert-Straße 29
3000 Hannover 91
Tel. (0511) 41 20 20